
LANE MEDICAL LIBRARY STANFORD
I793 .H243 1897 1 STOR
Handbuch der klimatologie von Julius Han
24503382642

BIBLIOTHEK

GEOGRAPHISCHER HANDBÜCHER

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. FRIEDRICH RATZEL.

Unter Mitwirkung von

Professor Dr. **Georg v. Boguslawski**, weil. Sektionsvorstand im Hydrographischen Amt der Kaiserl. Admiralität in Berlin; Professor Dr. Carl **Börgen**, Vorstand des Kaiserlichen Observatoriums in Wilhelmshaven; Dr. **Ed. Brückner**, Professor an der Universität in Bern; Professor Dr. **Oscar Drude**, Direktor des Botanischen Gartens in Dresden; Dr. **F. A. Forel**, Professeur à l'Université de Lausanne in Morges; Dr. **Karl v. Fritsch**, Professor an der Universität in Halle; Dr. **Siegmund Günther**, Professor an der technischen Hochschule in München; Dr. **Julius Hann**, Professor an der Wiener Universität und Redakteur der Zeitschrift für Meteorologie; Dr. **Albert Heim**, Professor am Eidgenössischen Polytechnikum und der Universität in Zürich; Dr. **Otto Krümmel**, Professor an der Universität und Lehrer an der Marine-Akademie in Kiel; Dr. **Albrecht Penck**, Professor an der Universität Wien.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1897.

HANDBUCH

DER

KLIMATOLOGIE

VON

JULIUS HANN.

Zweite wesentlich umgearbeitete und vermehrte Auflage.

I. BAND:

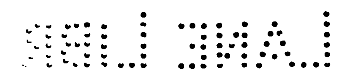
ALLGEMEINE KLIMATOLOGIE.

Mit 13 Abbildungen.

STUTTGART.

VERLAG VON J. ENGELHORN.

1897.



Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Vorwort zur ersten Auflage.

Seit langem hatte ich mich zuweilen mit dem Gedanken beschäftigt, welch ein nützliches und schönes Unternehmen es sein würde, eine übersichtliche, zusammenfassende Darstellung der klimatischen Verhältnisse der ganzen Erde zu liefern. Doch hatte ich nie ernstlich die Absicht, mich an eine so umfassende und schwierige Arbeit zu wagen, zu welcher mir ausgebreitetere Kenntnisse und eine freiere Muße erforderlich schienen, als sie mir zu Gebote stehen. Dagegen trieb mich das lebhafte Interesse an klimatologischen Studien zur Bearbeitung klimatischer Monographieen, von denen eine große Anzahl seit circa 15 Jahren in der „Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie“ von mir veröffentlicht worden sind in der Absicht, allmählich die Grundlagen einer vergleichenden Klimatologie zu gewinnen. Manche Abhandlungen in deutscher wie in fremden Sprachen sind seither erschienen, welche mehr oder minder auf die von mir in der „Zeitschrift“ gelieferten Spezialuntersuchungen sich gründeten und dies auch nicht verschwiegen haben. Mir selbst aber lag der Gedanke zu einer zusammenfassenden Darstellung ferner als je, nachdem meine Berufsgeschäfte immer mehr einer Konzentrierung auf eine größere Arbeit sich entgegenstellten.

Unter solchen Verhältnissen traf mich die Einladung, für die „Bibliothek geographischer Handbücher“ die Bearbeitung des klimatologischen Bandes zu übernehmen. Format und beiläufiger Umfang der Bände dieser Sammlung war bereits festgestellt, es handelte sich demnach

um eine Darstellung innerhalb eines gegebenen Rahmens. Was mir wohl unter anderen Verhältnissen Veranlassung zu einer Ablehnung gegeben hätte, wurde im Gegenteil dafür entscheidend, daß ich nach einiger Ueberlegung mich bereit erklärte, an dem nützlichen Unternehmen mich zu beteiligen.

Ich dachte auf 20, höchstens 25 Bogen, wie es dem Plane entsprach, eine gedrängte Darstellung der „allgemeinen“ oder theoretischen Klimatologie zu geben, womit ich den Bedürfnissen der Geographen am meisten entgegenzukommen glaubte, die ja nicht in der Lage sind, die jetzt immer weitschichtiger anwachsende meteorologische Litteratur selbst durchzustudieren und jene Sätze sich dabei zu abstrahieren, welche für eine wissenschaftliche Behandlung der Klimatologie unentbehrlich sind. Daß die eigentliche beschreibende Klimatologie auf diesem Raum nicht befriedigend behandelt werden könnte, verhehlte ich mir gleich anfangs nicht, aber dem Wunsche des Herrn Herausgebers und des Herrn Verlegers nachkommend, wollte ich doch den Versuch machen, wenigstens das Gerippe einer „Klimatographie“ der „allgemeinen Klimatologie“ anzuhängen. Dieser Versuch fiel aber schon in seinen Anfängen bei aller darauf verwendeten Mühe für mich so unbefriedigend aus und verstimmte mich derart, daß ich am liebsten von dem ganzen Unternehmen zurückgetreten wäre. Theoretische Entwickelungen lassen sich jedem Raum anpassen und vertragen jede Einschränkung, ohne ungenießbar zu werden und ihren Zweck zu verfehlen; je tiefer wir in die Erkenntnis des Kausalzusammenhanges von Naturerscheinungen bereits eingedrungen sind, in desto kürzeren und zugleich einleuchtenderen Sätzen läßt sich derselbe zur Darstellung bringen, man kann sich auf diese beschränken und alles noch Problematische, das weitläufigere Erörterungen beansprucht, weglassen. In den beschreibenden Teilen einer Naturwissenschaft dagegen wird es notwendig, dem Leser zu einer möglichst vollständigen Vorstellung der Naturerscheinungen zu verhelfen, was ohne eine gewisse Breite der Darstellung nicht gelingen kann, am wenigsten in

der Klimatographie, welche vornehmlich auf Maßangaben sich stützen muß, die ohne eingehendere Erläuterungen unfruchtbar bleiben. Mit einzelnen Schlagwörtern und eingestreuten Zahlenangaben läßt sich episodisch in einem geographischen Handbuch die klimatische Skizze eines Landes geben; eine fortlaufende Aneinanderreihung solcher Skizzen würde wohl unfehlbar von dem Publikum zurückgewiesen werden. Ebensowenig konnte ich mich entschließen, bloß eine Reihe von Temperatur- und Regentabellen mit einigem erläuternden Text zu geben. Aus diesem Dilemma half mir in der zuvorkommendsten und dankenswertesten Weise der Herr Verleger, indem er aus freien Stücken die räumliche Beschränkung aufhob.

Wie weit es mir gelungen sein mag, von dieser Vergünstigung den besten Gebrauch zu machen, muß ich dem Urteile des Publikums überlassen, an welches sich dieses Buch wendet. Hoffentlich finde ich darin Zustimmung, daß ich ein größeres Gewicht gelegt habe auf die Wiedergabe naturgetreuer klimatischer Schilderungen von seiten der Reisenden und Landeskundigen überhaupt. Dieselben unterbrechen nicht allein in wohlthuender Weise die Zahlenangaben und deren Diskussion, sie vermitteln auch eine viel eindringlichere und vollständigere Vorstellung von den klimatischen Verhältnissen eines Landes, als es die ersteren allein zu bieten im stande sind. Man hat in letzter Zeit der landläufigen Darstellung des Tropenklimas z. B. den Vorwurf gemacht, daß sie zu schematisch sei und deshalb vielfach zu unrichtigen Vorstellungen verleite. Allgemeine Darstellungen können aber das Schematisieren nicht lassen, da sie ja zum Zwecke haben, uns zu einer übersichtlichen und möglichst einheitlichen Vorstellung der Erscheinungen zu verhelfen. Wir können aber der Einseitigkeit derselben wirksam begegnen, indem wir auf das Detail eingehende, naturgetreue Schilderungen des Klimas einzelner Oertlichkeiten und Länder denselben beifügen, welche zu den Abstraktionen des allgemeinen Bildes ein Korrektiv liefern.

Auf einen erheblicheren Vorwurf ist der Verfasser vorbereitet und hat sich denselben selbst vorgehalten:

den einer gewissen Ungleichmäßigkeit der Behandlung des Klimas der verschiedenen Länder. Dieselbe entsprang einerseits aus der Art der Entstehung des Buches, indem für die ersten klimatischen Schilderungen noch ein engerer Rahmen festgehalten wurde als für die letzteren, andererseits ist sie aber zum größeren Teil absichtlich eingetreten. Ich wollte die uns fremderen Klimagebiete und jene, für welche ich neues Material bieten konnte, etwas ausführlicher behandeln als die uns nahe liegenden und bekannten, für welche größeres Detail allgemeiner und bequemer zur Hand liegt. Was für ein Schulbuch jedenfalls ein Fehler wäre, dürfte dagegen nicht unzulässig, in mancher Hinsicht sogar erwünscht erscheinen für ein Handbuch, welches sich an Fachleute wendet, jedenfalls aber Nachsicht verdienen. Eine Nachsicht glaubt der Verfasser auch für jene Mängel ansprechen zu dürfen, welche aus einer nicht hinreichend gleichmäßigen Bearbeitung des Materials und vollkommener Beherrschung des Stoffes hervorgegangen sein mögen. Die Berufspflichten gestatteten dem Verfasser keine Konzentrierung auf das vorliegende Buch, sondern erlaubten nur stückweises Arbeiten, da ihm selbst eine Ferienmuße versagt bleibt. Er wäre ja auch aus freien Stücken auf die Ausarbeitung einer Klimatographie in dem vorliegenden Umfang nie eingetreten, wenn ihn nicht die oben geschilderten Verhältnisse gleichsam wider Willen dazu geführt hätten.

Der Verfasser kann nicht unterlassen, zum Schlusse dem Herrn Verleger für sein jedem geäußerten Wunsche stets bereites Entgegenkommen, für seine selbstthätige Teilnahme bei dem Zustandekommen dieses Werkes und für die schöne Ausstattung desselben seinen wärmsten Dank auszusprechen.

Wien, im Mai 1883.

J. Hann.

Vorwort zur zweiten Auflage.

Ich habe bei der Bearbeitung einer zweiten Auflage der Klimatologie mich bemüht, alle wesentlichen Fortschritte auf dem Gebiete derselben für die Darstellung des allgemeinen theoretischen wie des beschreibenden Teiles der Klimalehre zu verwerten, soweit es der Rahmen dieses Werkes gestattete. Der Umfang desselben ist dadurch bei aller Beschränkung ohnehin so wesentlich angewachsen, daß der Stoff nun auf zwei Bände verteilt werden mußte.

Den Wünschen nachkommend, welche in den Besprechungen der ersten Auflage dieses Werkes am meisten zu Tage getreten sind, finden sich in dieser neuen Auflage die Quellennachweise genau citiert, so daß es dem Leser leicht werden dürfte, sich über Gegenstände, die der Natur der Sache nach hier nur kurz dargestellt oder bloß berührt werden konnten, eingehendere Informationen einzuholen. Um Raum zu ersparen, werden jedoch in vielen Fällen nicht die Originalarbeiten selbst mit ihrem vollen Titel citiert, sondern es wird auf die Referate darüber in der Meteorologischen Zeitschrift verwiesen, in welcher der volle Titel der Arbeit angeführt ist. Diese Form der Citate dürfte um so zweckmäßiger befunden werden, als gar manche dieser Abhandlungen nur sehr schwer zugänglich sind, während die Meteorologische Zeitschrift in allen größeren Bibliotheken leicht zu finden ist. Man wird aus dem eingehenderen Referate in derselben sich gerne erst darüber informieren, ob

man sich um die Einsicht in die Abhandlung selbst noch weiter zu bemühen Veranlassung hat.

Einem anderen Wunsche, jenem nach einem ausführlichen alphabetischen Sachregister, ist gleichfalls entsprochen worden.

Auf die vielfach auch vom Verfasser lebhaft befürwortete Vergrößerung des Formates des Handbuches der Klimatologie, welche namentlich für Inhalt und Form der Tabellen von großem Nutzen gewesen wäre, konnte der Herr Verleger leider nicht eingehen mit Rücksicht auf die übrigen Bände der Serie der „Geographischen Handbücher", deren Format nicht mehr abzuändern ist.

Von der Beigabe von Isothermen-, Isobaren-, Wind- und Regenkarten glaubten Verfasser und Verleger auch diesmal absehen zu dürfen, einerseits um den Preis des Werkes nicht recht merklich zu erhöhen, andererseits in Hinblick auf den ohnehin schon in vielen Händen befindlichen „Atlas der Meteorologie" (Perthes, Gotha 1887) oder der klimatologischen Karten in Debes' neuem Handatlas (Klimakarten Nr. 2—7 von van Bebber und Köppen), welche auch einzeln abgegeben werden.

Wien, im Oktober 1896.

J. Hann.

Inhalt.

Abkürzung in den Citaten.

Die Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie 1866—1885 (I—XX) und die Meteorologische Zeitschrift der Deutschen und der Oesterreichischen Meteorologischen Gesellschaft 1886—1896 (XXI—XXXI) werden einfach citiert mit Z. mit Angabe von Jahrgang und Seite, z. B. Z. 94, S. 81.

Die zwei Bände der Meteorologischen Zeitschrift der Deutschen meteorologischen Gesellschaft I, 1884 und II, 1885 werden durch ein beigesetztes d unterschieden, z. B. Z. 84d.

Einleitung.

Begriff und Aufgabe der Klimatologie — die klimatischen Faktoren und die Hilfsmittel der Klimatographie.

Begriff und Aufgabe der Klimatologie. Unter Klima verstehen wir die Gesamtheit der meteorologischen Erscheinungen, welche den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgend einer Stelle der Erdoberfläche charakterisieren. Was wir Witterung nennen, ist nur eine Phase, ein einzelner Akt aus der Aufeinanderfolge der Erscheinungen, deren voller, Jahr für Jahr mehr oder minder gleichartiger Ablauf das Klima eines Ortes bildet. Das Klima ist die Gesamtheit der „Witterungen“ eines längeren oder kürzeren Zeitabschnittes, wie sie durchschnittlich zu dieser Zeit des Jahres einzutreten pflegen; wir verstehen also unter einer Darstellung des Klimas die Schilderung des mittleren Zustandes der Atmosphäre. Man sagt z. B.: die Witterung in Mitteleuropa war sehr kalt im Dezember 1879, oder regnerisch im August 1880; hingegen: das Klima von England ist im Dezember mild und feucht, obgleich auch dort der Dezember 1879 sehr kalt war. Es ist ganz gegen den Sprachgebrauch, zu sagen: „das Klima Deutschlands war im Sommer 1882 regnerisch“; sobald von den atmosphärischen Verhältnissen eines einzelnen Zeitabschnittes die Rede ist, wird man stets den Ausdruck Witterung dafür gebrauchen. Da ein Mann wie O. Peschel vorgeschlagen hat, das Wort Klima durch Wetter, oder Klimatologie durch Wetterlehre zu ersetzen, schien es nicht

unnötig, die Verschiedenheit der durch beide Worte ausgedrückten Begriffe darzulegen. Und da zudem die Sprache doch in erster Linie ein Mittel leichterer gegenseitiger Verständigung ist, scheint es uns nicht geraten, auf Kosten der letzteren ein Fremdwort, mit welchem schon längst ein ganz feststehender Begriff verbunden ist, aus Sprachreinigungsgründen auszumerzen und durch ein deutsches Wort zu ersetzen, dem gleichfalls schon ein feststehender, zwar ähnlicher, aber engerer Begriff zu Grunde liegt.

Die Klimalehre wird also die Aufgabe haben, uns mit den mittleren Zuständen der Atmosphäre über den verschiedenen Teilen der Erdoberfläche bekannt zu machen, ohne darauf zu verzichten, uns auch die Abweichungen davon kennen zu lehren, welche innerhalb längerer Zeiträume an demselben Orte eintreten können. Es geschieht ja eigentlich nur der Kürze und Uebersichtlichkeit wegen, daß bei Beschreibung des Klimas eines Ortes nur die am häufigsten auftretenden, die „mittleren“ Witterungsvorgänge zur Charakterisierung desselben verwendet werden, da man doch nicht die ganze Witterungsgeschichte des Ortes vorführen kann. Um aber ein richtiges Bild zu geben und den Bedürfnissen einer praktischen Verwendbarkeit entgegenzukommen, wird es darum auch nötig, eine Vorstellung davon zu geben, wie weit die Abweichungen von diesen durchschnittlichen Verhältnissen in einzelnen Fällen gehen können.

Die Klimatologie ist nur ein Teil der Meteorologie, diese letztere im weiteren Sinne genommen. Eine strenge Abgrenzung des Stoffes und der Aufgabe, mit denen sich jede dieser Disziplinen zu beschäftigen hat, ist nicht möglich. Man kann sagen, daß es die Aufgabe der Meteorologie im engeren Sinne ist, die einzelnen atmosphärischen Erscheinungen auf bekannte physikalische Gesetze zurückzuführen, und den kausalen Zusammenhang in der Aufeinanderfolge der atmosphärischen Vorgänge aufzudecken. Die Meteorologie ist also ihrem Wesen nach theoretisierend, sie zergliedert den Komplex der atmosphärischen Vorgänge, um die einfacheren Teil-

phänomene an die Grundlehren der Physik anzuknüpfen. Die Klimatologie ist ihrer Natur nach mehr beschreibend, und ihre Aufgabe dabei ist, ein möglichst lebendiges Bild des Zusammenwirkens aller atmosphärischen Erscheinungen über einer Erdstelle zu liefern. Sie darf daher die einzelnen atmosphärischen Vorgänge nur so weit voneinander trennen und gesondert behandeln, als dies unumgänglich ist, da sie ja nur nacheinander das vorführen kann, was in Wirklichkeit zugleich stattfindet. Wir verlangen aber von einer Klimalehre auch, daß sie uns nicht bloß ein mosaikähnliches Bild aller der mannigfaltigen Klimate an den verschiedenen Oertlichkeiten vorführe, sondern durch eine systematische Darstellung, durch Zusammenfassung natürlich verwandter Klimate in größere Gruppen, unser geistiges Bedürfnis nach Ordnung und Einheit in der Darstellung der Mannigfaltigkeit befriedige und überdies die Wechselwirkung und gegenseitige Bedingtheit der Klimate nachweise. Dadurch wird die Klimalehre ja erst zu einer wissenschaftlichen Disziplin.

Während die Meteorologie im obigen engeren Sinne auch klimatologischer Kenntnisse bedarf zur Aufführung ihres Lehrgebäudes, muß anderseits wieder die Klimatologie die Errungenschaften der Theorie zu Hilfe nehmen, um ihre wissenschaftliche Aufgabe lösen zu können, d. i. die Ursachen der räumlichen Anordnung der Klimagruppen, sowie die gegenseitige Beeinflussung derselben darzulegen. Die Klimatologie setzt die Kenntnis der wichtigsten Lehren der Meteorologie ebenso voraus, wie die letztere die Kenntnis der klimatischen Thatsachen. Soll also bloß eine dieser Disziplinen in einem separaten Werke behandelt werden, so ist es rein eine Sache des Taktes des Autors mit Bezug auf den speziellen Zweck und den wünschenswerten Umfang eines derartigen Werkes, darüber zu entscheiden, wie viel von den Lehren und Thatsachen der andern Disziplin vorausgesetzt oder mit aufgenommen werden soll.

Begriff der klimatischen Elemente. Die einzelnen atmosphärischen Vorgänge und Zustände, durch deren

Zusammenwirken das Klima eines Ortes bestimmt wird, wollen wir die klimatischen Elemente, oder auch die klimatischen Faktoren nennen. Es sind dies: Luftwärme, Luftfeuchtigkeit und Regen (oder Schnee), Stärke und Richtung der Luftbewegung u. s. w. Eine wissenschaftliche Klimatologie muß danach streben, alle klimatischen Elemente durch Zahlenwerte zum Ausdruck bringen zu können, da nur durch wirkliche Messung unmittelbar vergleichbare Ausdrücke und bestimmte Vorstellungen der meteorologischen Verhältnisse und Zustände gewonnen werden können. An die Stelle unbestimmter subjektiver Ausdrücke, wie: das Winterklima des Ortes ist strenge; der Sommer ist windig und veränderlich, müssen die gemessenen Temperaturen und Windstärken, sowie das Maß ihres Wechsels treten. Nur neben den numerischen Werten der klimatischen Elemente sind auch derartige zusammenfassende kurze Wortschilderungen am Platze. Bestimmtheit und Vergleichbarkeit sind die ersten Anforderungen an jede klimatische Darstellung, und sie werden erreicht, wenn in derselben die einzelnen klimatischen Elemente als mit gleichen Instrumenten nach gleichen Methoden gemessene Werte auftreten. Man wird ferner eine größere Uebersichtlichkeit in den klimatischen Beschreibungen dadurch erzielen, daß man dabei mit einer gewissen Gleichartigkeit vorgeht, d. h. die einzelnen klimatischen Elemente in einer konstanten Reihenfolge nach ihrer Wichtigkeit abhandelt.

Sobald man versucht, die klimatischen Elemente nach der Wichtigkeit, die sie bei der Charakterisierung eines Klimas beanspruchen können, zu unterscheiden, wird man auf einen weiteren Unterschied aufmerksam, der zwischen der klimatologischen und meteorologischen Betrachtung der atmosphärischen Erscheinungen besteht. In der Meteorologie muß jenen atmosphärischen Erscheinungen die größte Bedeutung beigelegt werden, von denen eine große Anzahl anderer atmosphärischer Vorgänge abhängt, die demnach als primäre Erscheinungen betrachtet werden müssen, aus denen viele andere abgeleitet werden können. In der Klimatologie im engeren

Sinne hingegen treten jene meteorologischen Erscheinungen in den Vordergrund, die auf das organische Leben auf der Erde den größten Einfluß nehmen. Die Wichtigkeit der einzelnen klimatischen Elemente wird also von einem außerhalb derselben liegenden Gebiete aus bestimmt, und die Klimatologie erweist sich dadurch als eine teilweise im Dienste anderer Wissenschaften und dem der Praxis stehende Disziplin. In der That wird dieser Umstand meist schon in die erste Definition des Begriffs Klima aufgenommen „als die Gesamtheit der meteorologischen Bedingungen, insoferne sie auf das tierische oder vegetabilische Leben Einfluß nehmen“ [1]). Bei einer Behandlung der Klimatologie als einer Hilfswissenschaft der Geographie muß dieser Standpunkt gewahrt werden. Man kann aber wohl auch das Wort Klima in einem allgemeineren freieren Sinne nehmen, wie dies von uns im Eingange geschehen ist. Denn es scheint uns nicht unstatthaft, von einem Klima auf der Erde zu sprechen auch schon zu jener Zeit, wo das vegetabilische und animalische Leben noch gefehlt haben.

Indem man bei klimatischen Beschreibungen jene meteorologischen Elemente in den Vordergrund stellt, welche für das Pflanzen- und Tierleben von größter Wichtigkeit sind, wird die Anordnung derselben teilweise beeinflußt von den Fortschritten in anderen Disziplinen, welche sich mit den physikalischen Bedingungen des organischen Lebens beschäftigen. Atmosphärische Einflüsse, welche wir jetzt noch in klimatischer Beziehung weniger beachten und für welche kaum Messungen vorliegen, können sich noch als besonders einflußreich herausstellen: z. B. der Betrag der direkten Insolation (Erwärmung durch die Sonnenstrahlung selbst) oder die Intensität des allgemeinen Himmelslichtes. Es hat dieser Umstand aber nur auf die Anordnung im deskriptiven Teile der Klimatologie einen Einfluß, er ist kein Hindernis einer wissenschaftlichen Darstellung der Klimalehre, und macht sich

---

[1]) Humboldt gibt im Kosmos, I. Band, 340, folgende Definition: Der Ausdruck Klima bezeichnet in seinem allgemeinsten Sinne alle Veränderungen in der Atmosphäre, die unsere Organe merklich affizieren.

gar nicht geltend in der Behandlung des begründenden Teiles derselben, der sich mit den Ursachen der räumlichen Verteilung der Klimate und deren wechselseitiger Beeinflussung beschäftigt. Dieser Teil der Klimatologie stützt sich nur auf die Lehren der Physik und die von der Meteorologie erforschten Gesetze des kausalen Zusammenhanges der atmosphärischen Erscheinungen.

Spezialisierung der klimatischen Elemente. Um zu einer klaren Definierung und vergleichenden Darstellung der verschiedenen klimatischen Gebiete gelangen zu können, wird es nötig, die einzelnen klimatischen Elemente festzustellen, auf welchen die Unterschiede der Klimate beruhen, und die Begriffe derselben scharf abzugrenzen. Der Mangel an Klarheit darüber, welche Elemente zu einer systematischen Beschreibung der Klimate erforderlich und wie dieselben darzustellen seien, um eine direkte Vergleichbarkeit zu erzielen, ist ein Haupthindernis des Fortschrittes einer wissenschaftlichen vergleichenden Klimalehre. Namentlich in geographischen Monographieen, wie auch in den allgemeinen Handbüchern der Geographie, welche das klimatische Element bei der Darstellung der Naturverhältnisse der Länder nicht entbehren können, wird dieser Mangel sehr fühlbar, desgleichen in hygienischen Schriften, welche sich mit klimatischen Einflüssen beschäftigen. Wir gehen deshalb zunächst daran, im Nachfolgenden die wichtigsten klimatischen Faktoren aufzuführen und zu erläutern, nach welchen Methoden dieselben aufzunehmen und zur Darstellung zu bringen sind. Zur teilweisen Erläuterung des Gesagten dient eine klimatische Tabelle für Wien, welche die wesentlichsten klimatischen Elemente in übersichtlicher Zusammenstellung enthält und gewissermaßen als Muster für klimatische Tabellen gelten mag[1]).

[1]) Sehr empfehlenswert ist das kleine Buch von Dr. Hugo Meyer: Anleitung zur Bearbeitung meteorologischer Beobachtungen für die Klimatologie. Berlin 1891. J. Springer 187 S. klein 8⁰. Auf dasselbe wird im folgenden öfter Bezug genommen werden.

Erörterungen über die einzelnen klimatischen Faktoren und darüber, wie dieselben zu klimatographischen Zwecken zu verwenden sind.

A. Temperaturverhältnisse. Es herrscht wohl kein Zweifel darüber, daß die Temperatur als das wichtigste klimatische Element bezeichnet werden muß. Unter klimatischer Temperatur haben wir jedoch den Gesamteffekt der Wärme der Luft und der strahlenden Wärme zu verstehen. Pflanzen und Tiere und die Menschen, die sich im Freien aufhalten, befinden sich stets unter dem Einfluß der Wärme des sie umgebenden Mediums, der Luft, und der strahlenden Wärme der Sonne oder des Himmels, des erwärmten Erdbodens etc. Wir wollen aber zunächst von der strahlenden Wärme absehen und vorerst die Verhältnisse der Luftwärme behandeln. In der Meteorologie versteht man unter Temperatur eines Ortes nur das Maß der Luftwärme, wie es erhalten wird durch zweckmäßig über die Zeit verteilte Beobachtungen an einem frei in der Luft aufgestellten, aber gegen die direkte Wärmestrahlung der Sonne, sowie gegen die Strahlung erwärmter Gegenstände geschützten Thermometer. Die letztere Bedingung ist von absoluter Wichtigkeit, wenn man vergleichbare Daten über den Wärmezustand der Luft an verschiedenen Orten erhalten will, da solche Strahlungseinflüsse ein äußerst variables Element sind, welches an ein und demselben Orte scheinbar sehr verschiedene Temperaturen erzeugen kann, während die wahre Lufttemperatur über einem gleichförmigen Terrain auf größere Entfernungen hin sich als ziemlich gleich herausstellt [1]).

---

[1]) Als Beispiel mögen die folgenden Jahres- und Julitemperaturen in Schleswig-Holstein angeführt werden. Alle Mittel sind aus Beobachtungen um 6 h, 2 h, 10 h abgeleitet und auf die 23jährige Reihe (1849/71) von Kiel reduziert (s. Karsten, Beiträge zur Landeskunde von Schleswig-Holstein).

Ort	Temperatur des Jahres	Temperatur des Juli	Ort	Temperatur des Jahres	Temperatur des Juli
Flensburg . . .	8,3	17,2	Eutin	7,9	16,9
Husum	8,3	17,2	Woltermünster .	7,9	16,9
Kiel	8,3	17,0	Neustadt . . .	7,9	17,1
Segeberg . . .	8,0	17,0	Meldorf	7,9	16,4

Die Temperaturbeobachtungen müssen zweckmäßig über den ganzen Tag verteilt sein, um das zu liefern, was man die **wahre Tagestemperatur** nennt, welche dem Mittel aus 24 stündlichen Beobachtungen entspricht. Auch lassen solche Beobachtungen die höchste und niedrigste Temperatur des Tages erkennen, welche man freilich bequemer durch Ablesungen an einem Maximum-Minimum-Thermometer erhält. Werden bloß tagsüber häufige Beobachtungen angestellt und das Mittel daraus genommen, wie dies noch öfter geschieht (namentlich

---

Im ganzen Lande Schleswig-Holstein kommen keine größeren Unterschiede der Jahrestemperaturen vor als 7,9° und 8,3°. Hingegen können bei schlecht aufgestellten Thermometern selbst die Mitteltemperaturen des Jahres an ganz benachbarten gleichgelegenen Orten, ja bei verschiedener Aufstellung des Thermometers und verschiedenen Beobachtungszeiten an demselben Orte, um einen oder mehrere Grade differieren. Sobald man derartiges bemerkt, muß man die vorliegenden Daten der sorgfältigsten Kritik unterziehen.

Es scheint mir von großer Wichtigkeit noch spezieller darauf hinzuweisen, daß die **auf dieselbe Periode reduzierten Mittel** der Lufttemperatur von auf einem größeren Umkreis zerstreuten Stationen eine so große Uebereinstimmung zeigen, daß man wohl nicht daran zweifeln kann, daß sie die Luftwärme der Gegend getreu zum Ausdruck bringen. Die folgenden Stationen liegen sämtlich in der Umgebung von Wien, außerhalb der Stadt in vegetationsreicher Gegend, aber auch außerhalb des Einflusses des Wienerwaldes, den wir noch kennen lernen werden. Die Aufstellung der Thermometer ist zumeist die der österr. met. Instruktion, in Blechbeschirmung vor einem Nordfenster. Die Mittel sind sämtlich auf die gleiche Periode 1851/80 und die gleiche Seehöhe von 200 m reduziert, doch schwanken die Höhen nur zwischen 200 und 270 m.

Ort	N. Breite 47° +	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Hohe Warte . . .	75′	− 1,4	9,6	19,9	10,1	9,3°
Neue Sternwarte .	74′	− 1,5	9,5	19,7	10,1	9,2
Perchtoldsdorf . .	67′	− 1,1	9,6	20,4	10,4	9,6
Mödling	65′	− 1,1	9,8	20,2	10,4	9,6
Baden	60′	− 1,3	9,9	20,4	10,2	9,6
W.-Neustadt . . .	49′	− 1,8	9,4	20,4	10,4	9,4

Die Orte in gleicher Lage stimmen wie man sieht so gut wie vollständig überein, trotzdem an manchen derselben nur 2—3 Jahre beobachtet worden ist. Perchtoldsdorf, Mödling, Baden im Süden von Wien haben eine warme Lage mit südöstlicher Exposition geschützt gegen die NW.-Winde, denen das met. Institut auf der hohen Warte und die neue Sternwarte auf der N.- und W.-Seite von Wien frei ausgesetzt sind. W.-Neustadt hat eine niedrigere Winter- und Frühlingstemperatur, wie dies seiner Lage nahe dem Fuße des Hochgebirges entspricht. Die Aufgabe, die Temperatur einer Gegend zu bestimmen, kann somit schon mit den jetzigen Mitteln als ganz gut gelöst betrachtet werden. Ich halte die Aufstellung der Thermometer in Blechgehäusen vor einem Nordfenster als eine für diesen Zweck sehr günstige und leicht auszuführende, während die Aufstellung der Thermometer in Jalousiehäuschen, die ganz im Freien stehen, selbst in unserem Klima die größte Vorsicht erheischt, wenn man im Sommer nicht viel zu hohe (namentlich Nachmittags-)Temperaturen erhalten will. Man vergl. Jelinek: Anleitung zu met. Beobachtungen. IV. Aufl. W. Engelmann, Leipzig 1893, oder K. preuß. met. Institut. Instruktion für die Beobachter. Berlin 1888. Asher.

sind in dieser Beziehung die älteren und manche neuere Beobachtungen aus Südeuropa sorgfältigst zu prüfen), so erhält man eine zu hohe Temperatur, weil die kühlere Tageshälfte auf das Mittel keinen Einfluß nehmen konnte. Der Ort erscheint dann anderen gegenüber viel wärmer, als er wirklich ist, und man wird zu Fehlschlüssen über das Klima desselben verleitet[1]). Der umgekehrte Fall, daß für einen Ort eine zu niedrige Temperatur angegeben wird, kommt viel seltener vor.

Es ist zu empfehlen, 3mal im Tage die Thermometer abzulesen, früh morgens, nachmittags und abends. Die Kenntnis der Morgen- und Nachmittagstemperatur ist für die meisten klimatologischen Untersuchungen sehr wichtig, ein, wenn auch richtiges Tagesmittel kann dafür keinen Ersatz bieten. Günstige Beobachtungstermine sind: 6^h a. m., 2^h p. m., 10^h p. m.; 7^h a., 2^h p. und 9^h p., oder auch 7^h a., 1^h p. und 9^h p., oder 7^h a., 1^h oder 2^h p. m. und 10^h p. m. Man darf die Morgenablesung nicht später als um 7^h machen. Die jetzt leider ziemlich verbreiteten Beobachtungstermine 8^h, 2^h, 8^h sind recht ungünstig, das Mittel $(8 + 2 + 8) : 3$ ist im Sommer viel zu hoch. Das Mittel $7^h + 2^h + 9^h$ ist auch noch etwas zu hoch, dagegen liefert die Berechnung $(7^h + 2^h + 9^h + 9^h) : 4$ ein sehr gutes Mittel, das sich von einem wahren Mittel, wie man es aus 24stündigen Beobachtungen erhalten hätte, nur um 0,1° bis 0,2° (im Sommer) entfernt (zu hoch ist). Die Mittel der täglichen Extreme (aus den Ablesungen an einem Maximum-Minimum-Thermometer) geben auch etwas zu hohe Werte; in den meisten Klimaten sind sie ziemlich das ganze Jahr hindurch um circa 0,4° zu hoch. Sonnenaufgang, 2^h und 9^h abends gibt auch ein ziemlich gutes Temperaturmittel, wenn die Zeit des Sonnenaufgangs in der That das ganze Jahr hindurch eingehalten worden ist[2]). Für Orte, wo Maximum-Minimum-Thermo-

---

1) So war z. B. in italienischen, von scheinbar höchst verläßlicher Seite herrührenden Quellen die Temperatur von Rom zu 16,4° angegeben, während sie in Wirklichkeit 15,5° beträgt; die mittlere Temperatur von Madrid wurde von Secchi zu 15,0° angegeben, während sie in der That nur 13,5° beträgt.

2) Besonders empfehlenswert ist aber die Wahl dieser Kombination deshalb nicht, weil die Morgenbeobachtung dann auf eine stets wechselnde Tageszeit fällt und fixe Termine immer vorzuziehen sind.

meter abgelesen werden, und außerdem nur an ungünstigen Tagesstunden (z. B. 9^h a. m., 9^h p. m. und zuweilen noch um 3^h p. m., wie dies oft nach einer älteren englischen Instruktion geschieht) beobachtet wurde, erhält man die besten Mittel aus $^1/_2$ (Min., 3^h p. m.), oder $^1/_4$ (Min., Max., 9^h a. m. und 9^h p. m.). $^1/_4$ (Min., Max., 8^h, 8^h), gibt im Notfalle noch verwendbare Mittel, da die Fehler der einzelnen Kombinationen Min. Max. allein, oder 8^h, 8^h allein entgegengesetzt sind und sich etwas kompensieren. Man kann allerdings auch aus Beobachtungen zu Tagesstunden, welche direkt die Ableitung vergleichbarer Temperaturmittel nicht gestatten, noch solche erhalten, wenn in der Nachbarschaft ein Ort sich befindet, für welchen die Abweichungen der Temperatur zu den betreffenden Tagesstunden von dem wahren Tagesmittel durch mehrjährige 24stündige Beobachtungen bekannt sind. Man braucht dann nur diese bekannten Abweichungen in Rechnung zu ziehen; aber eine derartige Korrektion der Mittel ist um so unsicherer, je größer die nötigen Korrektionen werden, denn sie setzt einen völlig parallelen Gang der Temperatur im Laufe des Tages an beiden Orten voraus, eine Voraussetzung, die um so unwahrscheinlicher wird, je mehr die anderweitigen klimatischen Verhältnisse der beiden Orte voneinander abweichen [1]).

Der kürzeste Ausdruck für den Wärmezustand der Luft an einem Orte der Erdoberfläche ist die mittlere Jahrestemperatur. Sie ist eigentlich das Mittel aus den 365 Tagesmitteln; man ist aber übereingekommen, da man ohnehin auch noch der Monatsmittel bedarf, das Jahresmittel durch das Mittel der zwölf Monatstempera-

---

1) In Bezug auf speziellere Information über die Bildung richtiger Tagesmittel und die hierzu in einzelnen Fällen nötigen Korrektionen müssen wir verweisen auf: Schmid, Lehrbuch der Meteorologie (Leipzig 1860), p. 269 etc.: Dove, Ueber die täglichen Veränderungen der Temperatur der Atmosphäre (Abh. d. Berl. Akad., 1846 u. 1856); Wild, Die Temperaturverhältnisse des russischen Reiches (Petersburg 1877) I bis LXVIII; Jelinek, Die täglichen Aenderungen der Temperatur. Denkschriften der Wiener Akademie, Bd. XXVII, 1867; Köppen, Tafeln zur Ableitung der Mitteltemperatur. Rep. für Met. Bd. III, Nr. 7, 1873; Hellmann, Die täglichen Veränderungen der Temperatur in Norddeutschland, Berlin 1875; F. Erk, Die Bestimmung wahrer Tagesmittel der Temperatur. Abh. der Münchner Akad. II. Kl., XIV. Bd., II. Abt. 1883.

turen auszudrücken. Der Unterschied beider Berechnungsarten (der von der ungleichen Länge der Monate herrührt) erreicht nur in den extremsten Klimaten, mit großem Unterschied der Winter- und Sommertemperatur, Zehntelgrade, in Mitteleuropa nur einige Hundertelgrade. Da die Jahrestemperaturen desselben Ortes je nach den Jahrgängen verschieden sind, so ist je nach der Größe dieser Schwankungen eine größere oder geringere Zahl von Beobachtungsjahren notwendig, um die Jahresmittel der Temperatur bis zu einem gewissen Grade der Genauigkeit zu erhalten. Soll letzterer z. B. 0,1 ° C. betragen, so sind im mittleren Europa circa 40 Beobachtungsjahre nötig, im nordöstlichen Europa aber circa 60, hingegen würden (theoretisch) im Aequatorialklima (Batavia) bereits zwei Jahre hierzu hinreichen.

Die Jahrestemperatur allein genügt jedoch nicht zur Charakterisierung des mittleren Wärmezustandes der Luft an einem Orte, da derselbe in den meisten Klimagebieten innerhalb des Jahres beträchtlichen Aenderungen unterliegt. Diese jährlichen periodischen Aenderungen kommen zum Ausdruck in den Monatsmitteln. (S. S. 35, Kol. 1 a u. 1 b.) Nur in sehr seltenen Fällen, wenn von einem Orte sehr langjährige Beobachtungen vorliegen, kann man versuchen, den jährlichen normalen Wärmegang durch Dekaden- oder gar Pentaden- (zehn- oder fünftägige) Mittel darzustellen. Die Genauigkeit der Monatsmittel ist schon viel kleiner als die der Jahresmittel; man muß für die meisten Orte der Erdoberfläche darauf verzichten, dieselben bis auf 0,1 ° C. z. B. kennen zu lernen, selbst sehr genaue und mit aller nötigen Vorsicht angestellte Beobachtungen vorausgesetzt. Die Temperaturmittel desselben Monats sind von einem Jahre zum anderen oft sehr großen Schwankungen unterworfen (es unterschied sich z. B. die Mitteltemperatur des Dezember 1880 von jener des Dezember 1879 in Südwestdeutschland um 15 °!), und es sind diese Schwankungen bei uns für die Wintermonate circa zweimal so groß als für die Sommermonate. Für Wien wären z. B. fast 400jährige Beobachtungen erforderlich, um die Temperatur der Wintermonate bis auf 0,1 ° C.

genau zu erhalten, für die Sommermonate nur 100 Jahre, für Orte in Westsibirien hingegen 800 Jahre [1]) für die Winter-, aber auch nur 100 Jahre für die Sommermonate; hingegen genügen hierzu im Klima von Batavia schon fünf Jahrgänge. Man kann annehmen, daß die Genauigkeit der Monatsmittel der Temperatur aus 20jährigen Beobachtungen im mittleren und östlichen Europa für den Winter circa 0,4 ° bis 0,6 °, für den Sommer 0,2 bis 0,3 ° C. beträgt [2]). Diese Angaben mögen genügen, sich von der Sicherheit der klimatischen Temperaturmittel eine richtige Vorstellung zu verschaffen und selbst zu beurteilen, wie überflüssig und dabei zugleich die Uebersichtlichkeit störend es ist, wenn man in die Temperaturtabellen noch die Hundertelgrade aufnimmt.

Der Temperaturunterschied des wärmsten und kältesten Monats liefert ein wichtiges klimatisches Element, die *mittlere Jahresschwankung* der Temperatur.

In der Umgebung von Wien z. B. hat der kälteste Monat (s. S. 8 unten), der Januar, eine Mittelwärme von — 1,5 °, der wärmste, Juli, 19,8 °, die Jahresschwankung der Temperatur ist demnach 21,3 °. In Thorshaven auf den Faröern ist der kälteste Monat, der März, mit 3,0 °, der wärmste, der Juli, mit 10,9 °, die Jahresschwankung ist also dort nur 7,9 °, in Batavia Mai 26,4 °, Januar 25,3 °, Jahresschwankung 1,1 °, in Quito Januar 13,8 °, Juli 13,3 °, Jahresschwankung 0,5 °. Man unterscheidet nach der Größe der Jahresschwankung der Wärme *excessive* oder *extreme* Klimate und *gemäßigte* oder *limitierte* Klimate. Beispiele hierfür werden sich später finden.

Supan hat 1880 in der „Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie“ I. Bd., die erste genauere und detaillierte Karte veröffentlicht, in welcher die Verteilung der Jahresschwankung der Temperatur nach ihrer Größe

---

1) Dieses Rechnungsergebnis sei hier nur angeführt um auf die Unsicherheit selbst langjähriger Monatsmittel im Gebiete großer Veränderlichkeit derselben gebührend aufmerksam zu machen.

2) Der wahrscheinliche Fehler des Mittels nimmt nur im Verhältnis der Quadratwurzel aus der Zahl der Beobachtungsjahre ab; er wäre also für 40jährige Mittel nur kleiner im Verhältnis von $\sqrt{20:40} = 0{,}71$ und nicht schon halb so groß. Die obigen wahrscheinlichen Fehler für die Temperatur der Wintermonate würden also sein: $\pm$ 0,3° und $\pm$ 0,4°.

über die ganze Erdoberfläche durch Linien gleicher Jahresschwankung (Supan nennt diese Linien Isotalantosen) zur Darstellung gebracht worden ist [1]). Wild hat dann eine ähnliche große Karte speziell für das Russische Reich seinem Atlas der Temperaturverhältnisse des Russischen Reiches beigegeben (1881). Eine Reproduktion dieser Karten in kleinem Maßstabe findet man in dem „Atlas der Meteorologie“ (Tafel I, Perthes, 1887).

Von Wichtigkeit ist ferner die Art, in der das Ansteigen der Wärme vom Winter zum Sommer und umgekehrt wieder das Herabsinken derselben erfolgt, sowie die Zeit, zu welcher das Minimum und Maximum der Wärme durchschnittlich eintritt, d. i. also der Verlauf des jährlichen Temperaturganges. Für die Zwecke der Klimatologie lassen sich diese Verhältnisse zumeist hinreichend genau aus mehrjährigen Monatmitteln entnehmen.

In den gemäßigten Zonen unterscheidet man in Bezug auf den jährlichen Temperaturgang vier Jahreszeiten, welche, meteorologisch genommen, bekanntlich folgendermaßen abgegrenzt werden:

Nord-Hemisphäre: Winter: Dezember, Januar, Februar. Frühling: März, April, Mai. Sommer: Juni, Juli, August. Herbst: September, Oktober, November.

Süd-Hemisphäre: Winter: Juni, Juli, August. Frühling: September, Oktober, November. Sommer: Dezember, Januar, Februar. Herbst: März, April, Mai.

Der kälteste Monat nimmt die Wintermitte ein, der wärmste die Sommermitte, der mittlere Monat im Frühling und Herbst (und damit auch diese Jahreszeiten) haben meistens ziemlich nahe die mittlere Jahrestemperatur. Dies gilt natürlich nur für den durchschnittlichen Wärmegang in dem größern Teile der gemäßigten Zonen. Für die tropischen Zonen, sowie auch für die Polargebiete paßt aber diese Jahreseinteilung nicht mehr, da der jährliche Wärmegang ein anderer ist. Temperaturmittel der vier Jahres-

---

[1]) Der erste, der eine solche Karte entworfen hat, war wohl F. W. C. Krecke in Utrecht in der Prov. Utr. Genootsch. v. Kunsten en Wetenschappen 1865. Er nannte die Linien Isoparallagen; die Karte enthält den Verlauf dieser Linien für die nördliche Hemisphäre in Polarprojektion. Keith Johnston hat dann etwas später 1869 ebenfalls Linien gleicher jährlicher Wärmeschwankungen in sehr kleinem Maßstabe publiziert. (Proc. R. Soc. Edinburgh Vol. VI.) Buys Ballot endlich hat in: Verdeeling der Warmte over de Aarde (Amsterdam 1888, J. Müller) auf zwei größeren Karten der nördlichen und der südlichen Hemisphäre den Verlauf der „Isoparallagen“ dargestellt, aber als Maß der Jahresschwankung überall den Temperaturunterschied zwischen Januar und Juli genommen, was schon Supan bei Johnston mit Recht gerügt hat, da ja die Extreme der Mittelwärme nicht überall auf diese Monate fallen.

zeiten eignen sich daher nur zu Vergleichungen der Wärmeverhältnisse von Orten innerhalb der gemäßigten Zonen und bieten da zuweilen wegen größerer Uebersichtlichkeit bei Zusammenstellungen und größerer Verläßlichkeit (wenn man nur über Mittel kürzerer Beobachtungsreihen verfügt) gegenüber den Monatsmitteln selbst einige Vorteile.

Sie machen aber nie die Monatsmittel entbehrlich, welche unerläßlich bleiben zu allen klimatischen Vergleichungen, welche sich über größere Teile der Erdoberfläche erstrecken sollen.

Neben der jährlichen Periode ist noch die tägliche Periode der Wärmeänderung von Wichtigkeit. Die Größe der täglichen Wärmeschwankung (tägliche Amplitude der Temperatur) ist ein sehr beachtenswertes klimatisches Element, welches bei keiner einigermaßen schärferen Charakterisierung eines Klimas fehlen darf. Dieses Element wird ausgedrückt durch die Differenz der mittleren Temperatur der kältesten und wärmsten Tagesstunde (periodische Amplitude), oder durch den Unterschied der mittleren Minima und Maxima des Monats (genommen aus den Aufzeichnungen eines Maximum-Minimum-Thermometers oder aus 24stündigen Aufzeichnungen). Letztere Differenz (aperiodische Amplitude) ist immer größer als erstere, namentlich im Winter, man sollte daher bei Vergleichen nur die eine oder die andere anwenden; jedenfalls ist es empfehlenswert, wenn Beobachtungen darüber vorliegen, beide mitzuteilen. (Siehe Tabelle S. 35, Kol. 5 u. 6.) Wir kennen übrigens für die meisten Orte nur die aperiodische Amplitude, weil Beobachtungen an Extrem-Thermometern um vieles verbreiteter sind als 24stündige Aufzeichnungen.

Bekanntlich erreicht die Temperatur im normalen Gange im Laufe des Tages ihr Minimum um die Zeit des Sonnenaufgangs, ihr Maximum um 2^h nachmittags, im Sommer noch etwas später; an manchen Orten, namentlich an Küsten tritt das Maximum schon frühzeitiger, bald nach Mittag ein. Die periodische tägliche Wärmeschwankung ist demnach z. B. zur Zeit der Aequinoktien und im Jahresmittel die Temperaturdifferenz zwischen 6^h morgens und 2^h nachmittags. Nun folgt aber bekanntlich der tägliche Wärmegang keineswegs Tag für Tag regelmäßig dem Sonnenstande; durch Winde, Regen, Bewölkung etc. treten auch unregelmäßige (aperiodische) Aenderungen ein, und die höchste und die niedrigste Temperatur findet an vielen Tagen zu ganz anderen Zeiten statt,

als wie sie durch die Sonne allein bedingt wären. Die Maximum-Minimum-Thermometer registrieren nun diese thatsächlich eintretenden höchsten und tiefsten Temperaturstände Tag für Tag, und das Mittel der Minima ist das Mittel aller niedrigsten Temperaturen, die zu verschiedenen Zeiten eingetreten sind, entsprechend so auch das Mittel der Maxima. Bildet man aber aus monatlichen Aufzeichnungen die Temperaturmittel der einzelnen Tagesstunden, so gleichen sich die unregelmäßigen Erwärmungen und Erkaltungen, die während einer bestimmten Tagesstunde eingetreten sind, fast völlig aus, und auf die Stunden um Sonnenaufgang fällt die niedrigste Temperatur, auf jene nach Mittag die höchste, und dieser Wärmegang heißt der normale, periodische. Es ist nun aber auch klar, daß der Unterschied der mittleren Temperaturen um Sonnenaufgang und nachmittags (periodische Amplitude) nicht so groß sein kann, als die Differenz der mittleren Extreme (aperiodische Amplitude), namentlich im Winter der gemäßigten und kalten Zonen, wo die Störungen des Wärmeganges durch den unregelmäßigen Wechsel warmer und kalter Winde sehr groß sind. In Wien ist z. B. die kälteste Tagesstunde im Dezember 7^h a. m. mit —1,6°, die wärmste 2^h p. m. mit 0,6°, die tägliche periodische Amplitude ist demnach 2,2°; die Differenz der mittleren täglichen Extreme, wie sie das Maximum- und Minimum-Thermometer liefert, ist aber 4,7° mehr als doppelt so groß. Im Karischen Eismeere unter 71° N.Br. war im Winter 1882/83 die kälteste Tagesstunde 9^h a. m. mit —22,7°, die wärmste 9^h p. m. mit —21,6°, die periodische Amplitude betrug also nur 1,1°, hingegen war der Unterschied der mittleren täglichen Maxima und Minima 8,7°, also achtmal größer, eine Folge der unregelmäßigen Temperaturschwankungen.

Lokal können ziemlich große Abweichungen von dem durchschnittlichen, durch den gleichen täglichen Lauf der Sonne bedingten Temperaturgang vorkommen, namentlich an den Küsten durch den Wechsel von Land- und Seewind, und in Gebirgsländern durch regelmäßig zu gewissen Tageszeiten auftretende kalte Luftströmungen, oder infolge einer Beschattung durch steile Bergwände. Solche Eigentümlichkeiten sind bei Charakterisierung von Lokalklimaten von Wichtigkeit.

Da an den meisten meteorologischen Stationen nur dreimal täglich beobachtet wird, zu einer Morgen-, Mittag- und Abendstunde, so läßt sich meistens auf den täglichen Temperaturgang nur aus den Wärmemitteln dieser Tageszeiten schließen. Es ist nun für speziellere klimatische Darstellungen von größter Wichtigkeit, daß die Tem-

peratur nicht bloß durch das Tagesmittel der Monate ausgedrückt wird, sondern durch die drei Mittel für die obigen Tageszeiten, so daß man erfahren kann, welche mittlere Wärme in jedem Monat zu einer bestimmten Morgen-, Mittag- und Abendstunde an dem betreffenden Orte herrscht (s. Tabelle Kol. 2, 3, 4). Bei derselben mittleren Tagestemperatur kann an dem einen Orte die Morgentemperatur viel tiefer, die Nachmittagstemperatur dagegen viel höher sein, als an dem anderen (z. B. im heitern Winterklima südlicher Alpenthäler gegenüber dem trüben regnerischen, aber milden Klima der Westküsten Europas). Da man sich nun am frühen Morgen im Zimmer aufhalten kann, so kommt z. B. in hygienischer Beziehung nur die hohe Nachmittagswärme (und zum Teil auch die Abendtemperatur) in Betracht, und das erstere Klima kann daher viel vorteilhafter sein als das andere, trotz gleicher Mittelwärme (selbst abgesehen vorderhand von der direkten Wirkung der Sonnenstrahlung).

Unregelmäßige, unperiodische Wärmeschwankungen. Zur Charakterisierung der Temperaturverhältnisse eines Ortes sind die Mittelwerte und die daraus sich ergebende periodische tägliche und jährliche Variation der Wärme allein nicht ausreichend. Diese Mittelwerte geben nur den durchschnittlichen Zustand der Atmosphäre an, es ist aber in mancher Hinsicht auch wichtig, zu wissen, auf welche Abweichungen man sich in einzelnen Fällen gefaßt machen muß. Wenn wir z. B. die mittlere (normale) Temperatur des Januar in Wien zu —1,7 ° C. angegeben finden, so erfahren wir dadurch, daß auch in kommenden Jahrgängen beiläufig diese mittlere Temperatur für den Januar zumeist zu erwarten ist. In der That hatten von 100 Januarmonaten in Wien 33 eine Temperatur, die höchstens um 1 ° vom obigen Mittel abwich, Abweichungen von 1—2 ° kamen 28mal vor, von 2—3 ° nur mehr 18mal, von 3—4 ° 10mal, von 4—5 ° 8mal und von 5—6 ° 3mal. Mit anderen Worten, in 33 % der Fälle lag das Januarmittel zwischen —2,7 ° und —0,7 °, in 61 % zwischen —3,7 ° und +0,3 °, und in 79 % zwischen —4,7 und +1,3. Da die Abnahme der Häufig-

keit der Abweichungen mit deren zunehmender Größe für größere Klimagebiete die gleiche Gesetzmäßigkeit zeigt [1]), so kann man allerdings auch schon aus dem Mittelwert selbst auf die Häufigkeit anderer davon mehr oder minder abweichender Mitteltemperaturen beiläufig schließen. Die Anführung des höchsten und tiefsten Mittelwertes der Temperatur eines Monates innerhalb eines längeren Zeitraumes wird aber dadurch nicht entbehrlich und ist höchst wünschenswert. So hielt sich in Wien die Januartemperatur innerhalb eines Jahrhunderts in den Grenzen von —8,3 ° und +5,0 °, die Julitemperatur zwischen 17,4 ° und 24,6 °; zu St. Petersburg waren diese Grenzen innerhalb 118 Jahren für den Januar (Mittel —9,4 °) —21,5 ° und —1,6 ° und für den Juli (Mittel 17,7 °) 14,1 ° und 23,2 ° [2]). Für die Jahrestemperaturen sind diese Schwankungen schon viel kleiner, für Wien z. B. lagen dieselben in 100 Jahren zwischen 7,4 ° und 11,8 °, zu Petersburg in 118 Jahren zwischen 1,3 ° und 6,5 °. Diese Zahlen geben den absoluten Spielraum der Mitteltemperaturen an. Dove bildete die Abweichungen der Temperatur desselben Monats in verschiedenen Jahrgängen von dessen allgemeiner Mitteltemperatur aus der ganzen Beobachtungsreihe und nahm aus diesen Abweichungen ohne Rücksicht auf ihre Vorzeichen (ob positiv oder negativ) das Mittel. Diese Mittel repräsentieren also die mittleren Abweichungen der Monatstemperaturen von den durchschnittlichen Werten derselben (s. Tabelle S. 35, Kol. 1 c). Sie sind für die Klimatologie auch insofern von Bedeutung, als sie einen Schluß darauf gestatten, wie viele Jahrgänge von Beobachtungen notwendig sind, um dem Mittelwert eine gewisse Sicherheit zu geben [3]).

---

[1]) Bei Mittelwerten aus sehr vielen Jahrgängen ergibt sich dieselbe aus den Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung, wenn die mittleren Abweichungen in dem betreffenden Klima bekannt sind.

[2]) Man wird bemerken, daß die niedrigsten Temperaturen im Winter tiefer unter den Mittelwert hinabsinken, als sich die höchsten darüber erheben; im Sommer umgekehrt. Es ist dies eine Eigentümlichkeit des europäischen Klimagebietes, daß im allgemeinen im Winter die höheren Mitteltemperaturen, im Sommer die niedrigen häufiger sind, als die gegenteiligen.

[3]) Dove hat diese mittleren Abweichungen der Monatstemperaturen „mittlere Veränderlichkeit“ genannt. Da man im klimatologischen Sinne unter Veränderlichkeit der Temperatur etwas anderes versteht, empfiehlt es sich, diese

Einige Beispiele für diese mittleren Abweichungen oder für die Veränderlichkeit der Monatsmittel sind

	Winter	Sommer	Mittel
Inneres Nordamerika . .	2,54	1,20	1,95
W.-Sibirien u. Ural . .	3,02	1,26	2,02
Nordrußland	3,43	1,61	2,33
Mittelrußland	3,09	1,43	2,05
Norddeutschland . . .	2,02	0,93	1,28
Nordseite der Alpen . .	2,28	1,06	1,56
Südalpen	1,56	1,02	1,25
Dalmatinische Inseln . .	1,30	0,81	1,17
Italien	1,35	1,00	1,19
England	1,41	0,95	1,24

Die Temperatur eines Wintermonates schwankt also im Innern Nordamerikas in der Breite von Norditalien durchschnittlich um mehr als $2^1/_2{}^0$ um den Mittelwert, in Rußland sogar um nahe $3^1/_2{}^0$; im Küstenklima von England hingegen nur um $1^1/_2{}^0$. Im Sommer ist die Veränderlichkeit der Monatmittel viel kleiner und überall gleichmäßiger. In Batavia ist die mittlere Abweichung der Monatmittel wenig mehr als $^1/_4{}^0$.

Der Unterschied der mittleren Temperaturen desselben Monats in verschiedenen Jahrgängen hat eine geringere

---

Mittelwerte als das zu bezeichnen, was sie wirklich sind, nämlich als mittlere Abweichungen (mittlere Anomalie). Die sehr bequeme Formel, welche Fechner angegeben hat, um aus der mittleren Abweichung den wahrscheinlichen Fehler des Mittels aus einer bestimmten Zahl (n) von Beobachtungsjahren abzuleiten, lautet:

$$\text{Wahrscheinlicher Fehler } W = \frac{1.1955}{\sqrt{2n-1}} \times \text{mittlere Abweichung}$$
$$= \text{mittlere Abweichung} \times c.$$

Zur bequemen Berechnung des wahrscheinlichen Fehlers ist folgendes kleine Täfelchen dienlich:

n =	20	25	30	35	40	50	60	80	100
c =	.191	.171	.156	.144	.134	.120	.109	.095	.085

Ist z. B. die mittlere Abweichung der Temperaturmittel des Dezember aus 50 Jahren 2,4⁰ (Wien), so beträgt der wahrscheinliche Fehler des 50jährigen Mittels noch $2{,}4 \times 0{,}12 = \pm 0{,}3^0$, das 50jährige Mittel ist also nur bis auf $0{,}3^0$ sicher.

Will man die Anzahl n der Jahrgänge kennen lernen, welche zur Erzielung des wahrscheinlichen Fehlers w nötig wären, wenn der wahrscheinliche Fehler des Mittels aus n' Jahren w' ist, so hat man

$$n = n' (w'^2 : w^2)$$

Verlangen wir einen wahrscheinlichen Fehler von $\pm 0{,}1^0$, so ist $n = 100\, n'\, w'^2$, also z. B. für den Dezember von Wien $= 100 \times 50 \times 0{,}09 = 450$ Jahrgänge. Die Rechnung setzt natürlich voraus, daß der Mittelwert keiner fortschreitenden säkularen Aenderung unterworfen ist.

hygienische Bedeutung, weil diese Schwankungen in der Mitteltemperatur ja durch ein ganzes Jahr zeitlich voneinander getrennt sind, während welchen Zeitraumes viel größere Temperaturänderungen selbst im normalen Verlaufe eintreten. Viel unmittelbarer berührt wird das organische Leben durch die unregelmäßigen Temperaturschwankungen in kürzeren Perioden, durch die Temperaturwechsel, die im selben Monat, und namentlich durch jene, welche von einem Tag zum anderen eintreten. Die Größe dieser Schwankungen ist ein Maß für das, was wir die „Veränderlichkeit der Temperatur“ nennen. Sind diese Temperaturschwankungen gering, so nennen wir das Klima ein konstantes, gleichmäßiges; sind sie groß, so nennen wir das Klima variabel oder veränderlich (in Bezug auf die Temperatur). Der einfachste und kürzeste Ausdruck für diese Schwankungen der Wärme innerhalb kürzerer Perioden (für welche die normale Wärmeschwankung unerheblich ist) ist die Differenz zwischen der höchsten und tiefsten innerhalb eines Monats beobachteten Temperatur, die (unperiodische) Monatsschwankung der Wärme. (Siehe Tabelle S. 35, Kol. 9.) Um selbe genau zu erhalten, müßten die Monatsextreme den Aufzeichnungen eines Maximum-Minimum-Thermometers entnommen sein; werden aber die Beobachtungen mindestens zweimal täglich und zwar zu einer frühen Morgenstunde und zwei bis drei Stunden nach Mittag angestellt, so läßt sich aus denselben gleichfalls ziemlich genau die ganze Wärmeschwankung des Monats entnehmen, namentlich im Winterhalbjahr. Der Unterschied zwischen der höchsten und tiefsten innerhalb eines ganzen Jahres verzeichneten Temperatur heißt die (unperiodische) Jahresschwankung derselben. Liegen von einem Orte Beobachtungen aus mehreren Jahrgängen vor, so wird man das Mittel der Schwankungen der Temperatur in den gleichen Monaten bilden, sowie das Mittel der einzelnen Jahresschwankungen, und erhält so die mittleren Monats- und Jahresschwankungen der Wärme, die von Zufälligkeiten befreit sind, und sich zu Vergleichungen verschiedener Klimagebiete in Bezug auf die Veränderlichkeit der Temperatur

viel besser eignen. Man kann auch den Unterschied der höchsten und tiefsten Temperatur im selben Monat, die innerhalb des ganzen Beobachtungszeitraumes vorgekommen sind, nehmen und erhält dann die absolute Temperaturschwankung dieses Monats, sowie der Unterschied der extremen Wärmegrade der ganzen Beobachtungsperiode die absolute Wärmeschwankung schlechthin darstellt. (Tabelle S. 35, Kol. 10 u. 11.) Diese Differenzen haben aber einen geringen Wert, wenn sie nicht aus sehr langen Beobachtungsperioden abgeleitet sind, und sie eignen sich gar nicht zu Vergleichungen, da nicht für alle Orte Beobachtungen aus gleich langen Perioden vorliegen, und die absoluten Schwankungen natürlicherweise mit der Länge des Beobachtungszeitraumes zunehmen. Auch haben zufällige Beobachtungsfehler auf solche einzelne Daten, wie es die höchste und tiefste in einem langen Zeitraum je einmal beobachteten Temperaturen sind, einen zu großen Einfluß, um sie zur Grundlage weitergehender Schlüsse mit Vorteil verwenden zu können.

In der von uns oben unperiodisch genannten Monats- und Jahresschwankung der Temperatur haben wir eigentlich die Summe der periodischen und unperiodischen Wärmeänderungen, es sind dies eben die wirklich im Verlaufe eines ganzen Monats sich fühlbar machenden Temperaturdifferenzen. In der kalten und gemäßigten Zone treten die regelmäßigen Wärmeänderungen von Tag zur Nacht zurück gegenüber den viel größeren Temperaturschwankungen infolge der unperiodischen Einflüsse (Wechsel der Winde namentlich) besonders im Winter; unter niedrigen Breiten hingegen werden die unregelmäßigen Einflüsse auf den Temperaturgang immer kleiner, und die mittleren Monatsschwankungen der Temperatur sind nur wenig größer als die mittleren Wärmeunterschiede zwischen Tag und Nacht.

Zur genaueren Definition des Begriffes der (absoluten) mittleren Monats- und Jahresschwankung der Temperatur mögen folgende Beispiele dienen. Man habe in 10 sich folgenden Januarmonaten (1881 bis 1890) nachstehende absolute Monatsmaxima und -Minima beobachtet:

Wien. Januar. Absolute Extreme.

1881	82	83	84	85	86	87	88	89	90
5,0	11,7	10,0	13,6	3,6	9,2	6,1	12,6	6,0	12,5
—16,4	—6,8	—11,4	—9,7	—14,4	—11,1	—16,0	—14,9	—16,0	—6,4

Das mittlere Monatsmaximum des Januar ist also 8,0°, das mittlere Minimum —12,3°, die mittlere (absolute) Monatsschwankung der Temperatur im Januar zu Wien ist demnach 20,3° (hier nur beispielsweise aus 10 Jahren abgeleitet). Ebenso verfährt man in Bezug auf die anderen Monate. Schreibt man für jedes Jahr die absolut höchste und tiefste Temperatur heraus und nimmt das Mittel, so erhält man die mittlere absolute Jahresschwankung der Temperatur. Zum Beispiel:

Kairo. Absolute Jahresextreme der Temp.

1884	85	86	87	88	89	90	91	92	93
44,8	39,6	45,2	43,3	44,3	44,2	44,0	41,6	40,8	40,6
1,7	5,0	2,6	1,7	2,4	2,9	1,0	2,2	3,8	2,0

Das Mittel der absoluten Maxima ist 42,9°, das Mittel der absoluten Minima 2,5°, das sind also die mittleren absoluten Jahresextreme der Wärme zu Kairo, und die entsprechende Jahresschwankung ist 40,4°. Die Ableitung und Angabe dieser mittleren absoluten Jahresextreme der Wärme ist sehr wünschenswert, weil sie für die Charakterisierung der Wärmeverhältnisse eines Ortes sehr instruktiv sind. Man kann nicht die mittleren Monatsminima des Januar und die mittleren Monatsmaxima des Juli etwa dafür einsetzen, weil die absoluten Minima des Winters nicht immer auf den Januar fallen (meist zwischen Dezember und Februar in unserem Klima) und die des Sommers nicht immer auf den Juli, diese Extreme sind daher fast immer kleiner als die wahren Jahresextreme der Wärme. Van Bebber hat kürzlich eine Karte mit Linien gleicher absoluter Jahresschwankung der Temperatur im vieljährigen Durchschnitt veröffentlicht [1]).

Von besonderem Interesse ist der Verlauf der Linie gleicher Jahresminima von 0°, welche die Teile der

[1]) Peterm. geograph. Mitt. 1893. 3 Karten mit Linien gleicher mittlerer Jahresmaxima, Jahresminima und gleicher mittlerer Jahresschwankung, letztere in kleinerem Maßstabe wiederholt und verbessert in Debes' neuem Handatlas, Karton 6.

Erdoberfläche, welche durchschnittlich jedes Jahr Frost haben, von den frostfreien Zonen abgrenzt. Ueberhaupt sind die mittleren und absoluten Jahresminima wichtiger als die Maxima.

Ein anderes und für hygienische Zwecke namentlich noch besser dienliches Maß für die Veränderlichkeit der Luftwärme erhält man, wenn man die Temperaturdifferenzen von einem Tag zum anderen während eines ganzen Monats bildet und daraus das Mittel nimmt. Es repräsentiert dies dann den durchschnittlichen Wärmeunterschied zweier sich unmittelbar folgenden Tage in dem betreffenden Monat; der Mittelwert aus der Veränderlichkeit der Temperatur in demselben Monat während einer Reihe von Jahren (10 Jahre geben schon sehr sichere Werte) repräsentiert dann die normale Veränderlichkeit der Temperatur für den betreffenden Ort und den betreffenden Monat (Tabelle S. 35, Kol. 12).

Dadurch, daß man die Unterschiede der Tagesmittel nimmt, entfernt man aus dem Resultat den Einfluß der normalen täglichen Wärmeschwankung, und man bringt deshalb die unperiodischen Aenderungen (die Störungen) im jährlichen Wärmegange reiner zum Ausdruck. Im normalen jährlichen Gange der Wärme ist die Aenderung der Temperatur von einem Tag zum anderen selbst in extremen Klimaten so gering, daß er sich nicht direkt fühlbar macht [1]). Für die Größe der täglichen Aenderung haben wir schon früher das Maß angegeben, und später hierzu bemerkt, daß deren klimatische Wirkung auf den Menschen dadurch wesentlich abgeschwächt wird, daß man sich durch den Aufenthalt in den Wohnungen der niedrigen Morgentemperatur leicht entziehen kann; dies gilt aber nicht in gleicher Weise von raschen Aenderungen der mittleren Tagestemperaturen (wozu auch noch die [physiologische] Wirkung des Windes tritt, der die größeren Temperaturwechsel fast immer begleitet).

---

[1]) Für Wien, das schon ein halb kontinentales Klima besitzt, ist die mittlere normale Aenderung des Tagesmittels der Temperatur zweier sich folgenden Tage 0,1°—0,2°, an dem in dieser Beziehung extremsten Orte der Erde, in Jakutsk, beträgt diese Aenderung 0,3°—0,4°, selbst im Maximum (Frühling und Herbst) bloß 0,5°.

Es ist aber namentlich für klimatische Kurorte sehr zu empfehlen, die Veränderlichkeit der Temperatur von einem Tage zum anderen auch für die drei Tageszeiten separat zu berechnen, besonders für die Nachmittagsstunde.

Noch geeigneter zu Vergleichen und zu einer lebendigen Vorstellung von der Größe der Veränderlichkeit der Temperatur an einem Orte als der Mittelwert aus den Wärmeunterschieden der Tagesmittel ist die Angabe, wie oft durchschnittlich in jedem Monat diese Unterschiede eine gewisse Größe erreichen, z. B. unterhalb 2° C. bleiben, auf 2—4°, 4—6° u. s. w. sich erheben. Dabei soll man die Erwärmungen und die Erkaltungen (Temperaturdepressionen) auch separat angeben, z. B. wie oft eine Aenderung von —4° von einem Tag zum anderen durchschnittlich eintritt. Es kommen bei dieser Berechnung auch die in allen Klimaten selteneren, aber doch sehr wirksamen großen Temperatursprünge von einem Tage zum nächsten voll zur Geltung. In dem Abschnitt über das Klima von Rußland und Westsibirien findet man eine Tabelle der Häufigkeit von Temperaturwechsel verschiedener Größe in einigen klimatischen Hauptgebieten.

Wichtige einzelne Daten über Temperaturverhältnisse. In erster Linie sind dies die Angaben über die tiefsten und höchsten Temperaturen, die im Jahre sowie in den einzelnen Monaten durchschnittlich vorkommen, die sogenannten mittleren Monats- und Jahresextreme, welche auch zur Ableitung der Monats- und Jahresschwankungen der Temperatur, von denen oben die Rede war, nötig sind (s. Tabelle S. 35, Kol. 7 und 8). Namentlich wichtig sind die äußersten Kältegrade, auf die man sich im Winter durchschnittlich gefaßt machen darf, sowie auch jene, die einmal im Verlauf einer längeren Reihe von Jahren eingetreten sind. Viele klimatische Pflanzen- und Kulturgrenzen werden durch die äußersten Kältegrade des Winters bedingt, nicht durch die mittleren Winter- oder Sommertemperaturen. Weniger wichtig, und dabei viel gleichmäßiger verteilt und weniger vom Mittel abweichend sind die höchsten Temperaturen des Sommers.

Wie man diese mittleren Monats- und Jahresextreme der Temperatur berechnet, ist schon oben S. 21 erläutert worden.

Sehr empfehlenswert scheint mir neben der Angabe des mittleren Jahresminimums der Temperatur auch die Berechnung der Häufigkeit oder der Wahrscheinlichkeit des einmaligen Auftretens gewisser Kältegrade.

Wenn in einem Winter einmal ein gewisser Kältegrad, z. B. —10° eingetreten ist, so ist ein weiteres Auftreten desselben Frostgrades im gleichen Winter in mancher Hinsicht gleichgültig. Hat z. B. ein extremer Frost einmal gewisse empfindlichere Pflanzen getötet, so ist die Wiederholung und das Andauern des Frostes nur mehr von geringerer Bedeutung. Für den Pflanzengeographen und den Landwirt ist deshalb die Kenntnis der Wahrscheinlichkeit des einmaligen Auftretens gewisser Frostgrade in einem bestimmten Klimagebiet von großer Wichtigkeit. Aus dem mittleren Jahresminimum kann man diese Wahrscheinlichkeit nicht direkt beurteilen, wie folgendes Beispiel zeigt:

Ort	Mittleres Jahresminimum	Wahrscheinlichkeit eines Minimums von —° und darunter: —10°	—15°	—20°	—25°	—30°
Krakau	—21,2	1	0,90	0,63	0,40	0,07
Obirgipfel (2044) .	—21,0	1	1,00	0,74	0,27	0,00
Klagenfurt . . .	—21,7	1	0,90	0,57	0,20	0,03

In Krakau ist die Wahrscheinlichkeit sehr tiefer Kältegrade viel größer als auf dem Obir und in Klagenfurt, trotz des gleichen mittleren Minimums; eine Temperatur von —30° ist auf dem Obir noch nicht beobachtet worden, wohl aber in Krakau und in Klagenfurt. Zum Vergleich stellen wir noch folgende Zahlen her:

Ort	Wahrscheinlichkeit eines Temperaturminimums von —° und darunter: 0°	—5°	—10°	—15°	—20°
Wien . . .	1,00	1,00	0,85	0,55	0,05
Mailand . .	1,00	0,83	0,25	0,04	0,00
Triest . . .	1,00	0,40	0,10	0,00	0,00
Lesina . . .	0,68	0,14	0,00	0,00	0,00

In Wien kommt ein Minimum von —5° in jedem Winter vor, in Mailand 8mal in 10 Jahren, in Triest nur 4mal, in Lesina einmal in je 7 Jahren.

Wir haben schon darauf aufmerksam gemacht, daß namentlich wegen der ungleichen Zahl der Jahre, aus denen für die verschiedenen klimatischen Stationen Be-

obachtungen vorliegen, es nicht zweckmäßig ist, sich auf die Angabe der höchsten und tiefsten Temperaturen zu beschränken, die innerhalb der ganzen Beobachtungsperiode je einmal vorgekommen sind. Solche Daten sind zu Vergleichungen fast wertlos, weil sie zu sehr von den zufälligen Witterungsverhältnissen der verschiedenen Jahrgänge abhängen. Sie sollen daher stets nur neben den mittleren Monats- und Jahresextremen angeführt werden, da sie auch leichter ganz entbehrt werden können.

Häufigkeit bestimmter Temperaturen. Zur genaueren Charakterisierung der Temperaturverhältnisse eines Ortes ist die Auszählung der Häufigkeit bestimmter Temperaturgruppen (z. B. für Gradintervalle) sehr dienlich. Wegen des beträchtlichen Zeitaufwandes, der hierzu benötigt wird, sowie des ziemlich großen Umfanges der bezüglichen Tabellen, wird eine derartige Untersuchung freilich nur in einzelnen Fällen, in speziellen klimatographischen Monographieen einer bestimmten Oertlichkeit durchgeführt werden können. Solche Auszählungen der Häufigkeit bestimmter Temperaturintervalle haben namentlich Hugo Meyer, Sprung, Perlewitz, neuerlich besonders auch Mazelle vorgenommen[1]). Von besonderem Interesse sind die daran geknüpften theoretischen Betrachtungen und speziell die Klarstellung der Beziehungen der Häufigkeitszahlen zum Mittelwert. Darauf kann natürlich hier nur hingedeutet werden. Hervorgehoben muß aber werden, daß aus diesen Untersuchungen sich ergibt, daß der Mittelwert der Temperatur durchaus nicht immer mit der am häufigsten vorkommenden Temperatur zusammenfällt, daß also die mittlere Temperatur nicht zugleich die wahrscheinlichste ist, wenn sie sich auch

---

[1]) Meyer, Häufigkeit gegebener Temperaturgruppen in Norddeutschland für die 3 Beobachtungstermine und die einzelnen Monate nach 2^0 Intervallen für Borkum, Berlin, Breslau, anhangsweise auch für Dorpat und Berlin, Z. 87, S. 428. — Sprung, Häufigkeit beob. Lufttemp. in ihrer Beziehung zum Mittelwert, Z. 88, S. 141. — Perlewitz, Häufigkeit bestimmter Temperaturen in Berlin, Z. 88, S. 230. — E. Mazelle, Beziehungen zwischen den mittleren und wahrscheinlichsten Werten der Lufttemperatur. Denkschr. d. Wiener Akad. Bd. LXII, 1895 u. Sitzungsb. d. Wiener Akad., Oktoberheft 1895. Häufigkeit der mittleren Tagestemperaturen und der stündlichen Temperaturen in den einzelnen Monaten zu Triest und Pola, desgleichen in Bezug auf Veränderlichkeit der Temperatur.

gerade nicht weit davon entfernt. Es kommt dies daher, daß die Abweichungen der beobachteten Temperaturen von dem Mittelwert sich nicht symmetrisch zu beiden Seiten desselben verteilen, sondern daß im Klima von Mitteleuropa im Winter die negativen Abweichungen viel tiefer unter den Mittelwert hinabgehen, als die positiven. Von den Abweichungen der einzelnen Monatsmittel vom entsprechenden langjährigen Mittelwert haben wir dies früher schon erwähnt. Im Sommer liegen die beobachteten Temperaturen schon mehr symmetrisch um den Mittelwert herum. Diese Verhältnisse sind natürlich in verschiedenen Klimagebieten verschieden, im allgemeinen bleibt aber der Satz aufrecht, daß der Mittelwert der Temperatur nicht immer auch die wahrscheinlichste Temperatur repräsentiert.

Nach der Untersuchung von Perlewitz treffen wir z. B. in Berlin im Mittel der Jahre 1848/85 folgende Verhältnisse.

Tagestemperaturen.

Berlin 1848/85	Dez.	Jan.	Febr.	Juni	Juli	Aug.
Mitteltemp. .	0.8°	—0.3°	1,2°	17.5°	19.0°	18.1°
Häufigste Temp.	1°	2°	2½°	17°	18°	17½°
Obere Grenze .	11°	11°	11°	25°	29°	28°
Untere Grenze .	—15°	—19°	—19°	8°	10°	10°

Die Mitteltemperaturen liegen im Winter (in Mitteleuropa) etwas unter der häufigsten Temperatur, weil die extremen Temperaturen tiefer unter dieselben hinabgehen, als sie dieselben überschreiten. Im Sommer verhält es sich ziemlich umgekehrt, die Unterschiede sind kleiner.

In Triest liegt das häufigste Tagesmittel der Temperatur das ganze Jahr hindurch über dem Monatsmittel, im Mittel ist dasselbe um 1° höher als letzteres. Die häufigsten Temperaturen sind, wie bei uns im Winter, die über dem Mittelwert liegenden. Die unterhalb desselben liegenden müssen daher tiefer unter denselben hinabgehen als erstere.

Die häufigste oder wahrscheinlichste Temperatur nennt H. Meyer den Scheitelwert der Temperatur. „Der Scheitelwert ist derjenige Wert, um welchen sich die

Einzelwerte in der nach ihrer Größe geordneten Reihe am dichtesten scharen" [1]). Wenn man unter alle Einzelwerte blind hineingreifen würde, so wäre die Wahrscheinlichkeit, den Scheitelwert zu fassen, größer, als die für jeden anderen Wert [2]).

H. Meyer empfiehlt dringend diese „vorherrschenden" Werte für die einzelnen Beobachtungstermine und für jeden Monat zu berechnen und möchte die Scheitelwerte sogar den Mittelwerten vorziehen. So sehr wir die Ermittelung der Scheitelwerte bei speziellen klimatischen Untersuchungen, die sich auf langjährige Beobachtungen stützen können, und namentlich für gewisse meteorologische Elemente empfehlen möchten, ist doch nicht daran zu denken, dieselben an Stelle der Mittelwerte zu setzen [3]).

---

1) Fechner hat denselben deshalb geradezu den „dichtesten Wert" genannt.

2) H. Meyer, Anleitung S. 16 etc.

3) Die Scheitelwerte können wohl nie die Mittelwerte ersetzen. Wie Meyer selbst hervorhebt, gibt es stets nur einen, ganz unzweideutigen Wert für das arithmetische Mittel, sowie sich ein Einzelwert ändert, ändert sich mehr oder minder auch der Mittelwert. Dies ist beim Scheitelwert nicht der Fall. Gelegentlich eintretende extreme Temperaturen, die ja klimatisch von hoher Bedeutung sind, ändern denselben nicht. Nehmen wir z. B. einen Ort wie Innsbruck, wo, wie Pernter gezeigt hat, die einzeln auftretenden hohen Erwärmungen durch den Föhn (Scirocco) die Mitteltemperatur des Winterhalbjahres bedeutend erhöhen, so würde der Scheitelwert der Temperatur, also das häufigste Temperaturmittel, wenig davon merken lassen und derselbe würde sich von jenem eines benachbarten föhnlosen Ortes kaum unterscheiden. Aehnliches gilt von Orten mit gelegentlichen extremen Abkühlungen. Im Mittelwert der Temperatur verraten sich solche Orte durch die wenn auch geringen Abweichungen desselben gegen die Temperatur der Umgebung, wo derartige lokale zuweilen eintretende extreme Erwärmungen oder Erkaltungen fehlen.

Der Scheitelwert der Temperatur läßt sich ferner nur aus langjährigen Aufzeichnungen mit Bestimmtheit ableiten, aus kürzeren Beobachtungsreihen bestimmt würde derselbe selbst für ganz benachbarte Orte erheblich verschieden ausfallen und gelegentlich zu großen Mißverständnissen führen. Ein Uebelstand des häufigsten Wertes ist es ja, daß er oft nicht entschieden auf eine einzige Temperatur (oder Temperaturgruppe) fällt, sondern daß zwei, selbst drei Scheitelwerte sich bemerklich machen (beim Luftdruck tritt dies selbst noch in langjährigen Beobachtungen hervor). Das Uebergewicht der Häufigkeit des ersten Scheitelwertes ist dann gering; und an einem benachbarten Orte kann ein ganz anderer Scheitelwert die erste Stelle einnehmen. Es ginge so jede Vergleichbarkeit verloren. Das Mißliche liegt eben in dem Herausgreifen einer einzigen wenn auch der häufigsten Temperatur, und in der Vernachlässigung aller anderen, zusammen doch weitaus die Mehrheit bildenden Temperaturbeobachtungen. Darum können wir den Scheitelwert nur neben dem Mittelwert gelten lassen.

Die Ersetzung der Mittelwerte durch die Scheitelwerte würde noch andere verhängnisvolle Folgen haben. Wir besitzen Regeln, nach denen wir aus ganz kurzen Beobachtungsreihen hinreichend genaue Monatsmittel ableiten können, für die Scheitelwerte gibt es solche nicht, letztere müßten zur Verwerfung aller kürzeren Beobachtungsreihen führen, und welchen Rückschritt würde dies für

Andauer bestimmter Temperaturen. Dauer der Wärmeperioden. Temperatursummen. Die Temperaturverhältnisse eines Ortes erfahren in klimatischer Hinsicht, d. h. in Beziehung auf biologische Erscheinungen und Beziehungen noch eine besonders wichtige Ergänzung durch Angaben über die Zeit, während welcher gewisse Temperaturen im Durchschnitte andauern. Besitzt man für einen Ort vieljährige Mittel der Temperatur für jeden Tag des Jahres, so ist es leicht zu bestimmen, wie viele Tage sich die Temperatur unter dem Gefrierpunkt hält, ein besonders wichtiges klimatisches Moment, dann wie lange sie sich über 5°, über 10°, 15°, 20° etc. hält. Wo solche langjährige Tagesmittel fehlen, und das ist zumeist der Fall, konstruiert man sich mit Hilfe der Monatsmittel der Temperatur den jährlichen Wärmegang in Form einer Kurve und entnimmt derselben die Epochen, wo die Temperatur die Stufen 0°, 5°, 10° etc. erreicht und wieder verläßt. Damit hat man dann auch die Dauer der Wärmeperioden ermittelt. Für Budapest erhält man z. B.:

Temperaturstufe .	$<0^{\circ}$	$>5^{\circ}$	$>10^{\circ}$	$>15^{\circ}$	$>20^{\circ}$
wird erreicht . .	16. II.	20. III.	12. IV.	11. V.	17. VI.
wieder verlassen .	5. XII.	5. XI.	18. X.	24. IX.	20. VIII.
Andauer in Tagen	74	231	190	137	64

In solchen Tabellen kann man auch in recht lehrreicher Weise die Wanderung dieser Temperaturstufen von Süden nach Norden im Frühling und ihren Rückzug im Herbste verfolgen, desgleichen auch in vertikaler Richtung, die Berghöhen hinauf. Hildebrandsson und

---

klimatische Untersuchungen bedeuten! Dazu kommt noch der Umstand, daß es sehr leicht ist, mehrere von einem Orte vorliegende, aus kürzeren Beobachtungsreihen abgeleitete Mittel zu einem vieljährigen Gesamtmittel zu vereinigen, bei den Scheitelwerten ist dies aber nicht möglich. Die auf Grund verschiedener Temperaturmaße (z. B. Cels. u. Fahr.) abgeleiteten Scheitelwerte lassen sich desgleichen nicht präzis vergleichen, weil die Temperaturintervalle, für welche sie bestimmt worden sind, nicht genau die gleichen sein können. Desgleichen würde eine völlige Uebereinstimmung über die Größe dieser Temperaturintervalle nicht zu erzielen sein, genaue übersichtliche und direkt vergleichbare Temperaturtafeln würde es deshalb kaum mehr geben.

Bei vielen Temperatureinflüssen kommt es zudem nicht allein auf den häufigsten Temperaturwert an, sondern auf die Gesamttemperatur, auf die Temperatursumme. In diesen Fällen kann die Mitteltemperatur überhaupt nicht entbehrt werden.

Högbom haben uns lehrreiche kartographische Darstellungen für den ersteren Fall, die Wanderung der Isothermen in Europa gegeben 1).

Ein Beispiel für den zweiten Fall mag in folgendem gegeben werden 2):

Eintritt und Rückzug der Tagestemp. von 5° C. Gegend bei Wien.

Ort	Mödling	Schwarzau	am Schneeberg	Raxalpe	Obir
Höhe Mtr.	240	620	1460	1820	2050
Eintritt	21. März	6. April	2. Mai	29. Mai	7. Juni
Rückzug	8. Nov.	28. Okt.	16. Okt.	24. Sept.	24. Sept.
Dauer	233	206	167	118	109

In Innsbruck (600 m) tritt die Temperatur von 5° am 23. März ein, im Hochthale von Vent (1880 m) erst am 25. Mai, und bei dem Bergbaue Schneeberg (bei Sterzing) 2370 m erst am 14. Juni. Mitte September beginnt sie von da schon wieder den Rückzug, erreicht Ende September Vent und am 4. November Innsbruck. Im Etschthale dagegen treffen wir sie noch um den 20. November und zu Riva am Gardasee noch bis zum 6. Dezember. Die Wärmeverhältnisse eines Gebirgslandes treten uns aus solchen Darlegungen in eindringlicher Weise entgegen.

Eine wertvolle, eingehende Arbeit und kartographische Darstellung über „die Dauer der Hauptwärmeperioden in Europa“ verdanken wir Supan (Pet. Geogr. Mittlg. 1887. S. 165 und Taf. 10 mit Linien gleicher Dauer der Frostperiode 0°, der warmen Periode 10° und der heißen Periode 20° und darüber). Speziell für Deutschland hat A. Tümmler diesen Gegenstand bearbeitet 3). Vorläufige Erwähnung muß hier auch gemacht werden von Köppens Wärmezonen der Erde nach Dauer der heißen, gemäßigten und kalten Zeit mit Karte (Z. 84 d. S. 215).

A. de Candolle ist bekanntlich in seiner Géographie botanique bei dem Versuche einer Aufstellung gesetzmäßiger Beziehungen zwischen der Entwickelung der Pflanzen und der Luftwärme von dem Grundsatze ausgegangen, daß die hierbei in Betracht kommende Temperaturschwelle bei 6° C. (43° F.) liegt, nur die über

1) Hildebrandsson, Bewegung der Isothermen im Frühjahre, Z. 81, S. 340. Högbom, Gang der Isothermen im Herbste, Z. 84, S. 112 (im Auszuge).
2) Hann, Die Temperaturverhältnisse der österr. Alpenländer, III. Teil. Sitz. d. Wiener Akad., Juniheft 1885. S. Tabellen S. 56—58.
3) Mittlere Dauer der Hauptwärmeperioden in Deutschland. Halle 1892.

dieser Schwelle liegenden Lufttemperaturen sind auf die verschiedenen Entwickelungsstadien der Pflanzen von Einfluß; die Temperaturen unterhalb 6° kommen hierbei gar nicht in Betracht. Jede Pflanze bedarf angenähert einer gewissen Temperatursumme, um das Stadium der Belaubung, der Blüte und Fruchtreife zu erreichen, diese Wärmesumme ist natürlich für verschiedene Pflanzen verschieden. Sie darf aber nur aus den Tagesmitteln der Luftwärme über 6° gebildet werden, die auf gewöhnlichem Wege berechneten Temperaturmittel sind demnach nicht unmittelbar zu diesem Zwecke zu verwenden. Es ist hier nicht der Ort, auf die zahlreichen kritischen Untersuchungen über die reelle Bedeutung dieser Temperatursummen einzugehen; eine gewisse Bedeutung für die Beziehungen zwischen Klima und Vegetation wird diesen Temperatursummen aber doch nicht abgesprochen werden können. Das Meteorologische Amt in London veröffentlicht regelmäßig (seit 1884) diese Temperatursummen für die einzelnen weizenbauenden, sowie für die mehr Viehzucht treibenden Distrikte von England für jede einzelne Woche, und dazu auch die ganze aufgelaufene Temperatursumme (über 6°) seit Beginn des Jahres [1]).

Hart Merriam hat für die Vereinigten Staaten auf Grund solcher Temperatursummen die geographische Verbreitung der Tiere und Pflanzen als durch die Wärmeverhältnisse bedingt nachzuweisen gesucht. Er kommt zu dem Schlusse, daß die Verbreitung der Tiere und Pflanzen wärmerer Zonen nach Norden hin bedingt ist durch die totale Quantität der Wärme (d. i. die Temperatursumme über 6°), während die Verbreitung mehr borealer Formen nach Süden hin begrenzt wird durch die mittlere Temperatur des heißesten Teiles des Jahres. Er setzt dafür angenähert die mittlere Temperatur der heißesten 6 Wochen des Jahres [2]).

---

1) Weekly Weather Report. Strachey hat Regeln aufgestellt, um die Berechnung dieser Temperatursummen zu erleichtern, namentlich um sie aus den Pentaden oder Wochenmitteln der täglichen Minima und Maxima unmittelbar ableiten zu können. Met. office Quarterly Weather Report for 1878. App. II. On the computation of the quantity of heat in excess of any fixed base temperature.

2) Laws of temperature control of the geogr. distribution of animals and plants. Washington. Nat. Geogr. Mag. Vol. VI. Dez. 1894.

Merriam hat diese Temperatursummen für viele Orte berechnet und die Vereinigten Staaten hienach in 5 Zonen eingeteilt, die er auch auf 3 Karten zur Darstellung bringt und abgrenzt. Die tropische Zone: Temperatursumme über 14500° C., heißeste Periode über 26°; die untere südliche Zone: Temperatursumme über 10000°, heißeste Periode über 26°; die obere südliche Zone: Temperatursumme über 6400°, heißeste Periode unter 26°; die Uebergangszone: Temperatursumme über 5500°, heißeste Periode unter 22°; die boreale Zone: Temperatursumme unter 5500°, heißeste Periode unter 18°.

Bei eingehenden klimatischen Monographieen, namentlich von Erdstellen mit größerer Mannigfaltigkeit der lokalen Klimate (infolge von Höhenunterschieden, Einflüssen von großen Wasserbecken etc.) dürfte sich die Ableitung der „effektiven" Temperatursummen empfehlen, teils zur schärferen Charakterisierung der Lokalklimate, teils zur Untersuchung der praktischen Bedeutung dieser Temperatursummen für den Bodenbau und die Pflanzengeographie. Die Berechnung derselben müßte aber auf Grund streng gleichzeitiger Beobachtungen erfolgen.

In mancher Hinsicht von Wichtigkeit ist ferner die Angabe des mittleren Datums des letzten Frostes im Frühling und des ersten Frostes im Herbst, woraus die Zahl der frostfreien Tage sich ergibt. Von Interesse ist ferner die Angabe der Zahl der Frosttage, d. i. die Zahl jener Tage, an welchen die Temperatur unter den Gefrierpunkt gesunken ist, sowie die Dauer der Frostperioden, d. i. die Zahl der sich ohne Unterbrechung folgenden Frosttage. Auch die Angabe der Zahl der Wintertage (Tage, an denen die Temperatur auch nachmittags den Gefrierpunkt nicht überschreitet) und der Zahl der Sommertage (Tage, an denen die Temperatur am Nachmittage 25° C. erreicht oder übertroffen hat) ist zur spezielleren Charakterisierung der Wärmeverhältnisse eines Ortes recht dienlich.

Indem wir das Resultat der vorstehenden Erörterungen kurz zusammenfassen, können wir sagen:

Die für eine klimatographische Darstellung wichtigsten Elemente der Lufttemperatur sind:

1. Die Monats- und Jahresmittel der Luftwärme; 2. die Größe der täglichen Wärmeschwankung in den einzelnen Monaten; 3. die Temperaturmittel der einzelnen Beobachtungstermine für jeden Monat, zum mindesten die einer frühen Morgen- und einer Nachmittagsstunde um die Zeit der höchsten Wärme; 4. (wünschenswert) die äußersten Grenzen, innerhalb welcher sich die Mitteltemperatur der einzelnen Monate gehalten hat, bei langjährigen Beobachtungsreihen (über 20 Jahre) die mittlere Veränderlichkeit der Monatsmittel; 5. die mittleren Monats- und Jahresextreme, sowie die daraus von selbst folgende unperiodische Wärmeschwankung innerhalb jedes Monats und des ganzen Jahres, sowie die durchschnittlichen tiefsten und höchsten Temperaturen des Jahres; 6. (wünschenswert) die absolut höchsten und tiefsten Temperaturen, die innerhalb eines gewissen Zeitraumes vorgekommen sind, die Länge des letzteren ist dabei von Wichtigkeit; 7. (wünschenswert) die mittlere Veränderlichkeit der Temperatur, ausgedrückt durch das Mittel der Unterschiede der sich folgenden Tagesmittel und durch die Häufigkeit derartiger Wärmewechsel nach gewissen Größen (z. B. von 2 zu 2^0 steigend); 8. mittlere Frostgrenzen im Frühling und Herbst und die Zahl der frostfreien Tage.

Lokaleinflüsse auf die Bestimmung der Lufttemperatur. Die sogen. „Stadttemperaturen". Wenn man die innerhalb zusammengebauter Orte bei normaler Aufstellung der Thermometer erhaltenen Lufttemperaturen vergleicht mit jenen, die in der nächsten Umgebung derselben im freien Lande gleichzeitig erhalten worden sind, so bemerkt man mehr oder minder erhebliche Unterschiede. Im allgemeinen findet man, daß innerhalb größerer Gebäudekomplexe die mittlere Lufttemperatur um 0,5 bis gegen 1^0 im Jahresmittel zu hoch gefunden wird, die Unterschiede sind am größten bei den Morgen- und Abendtemperaturen, am kleinsten bei den Mittagstemperaturen. Die tägliche Wärmeschwankung wird innerhalb der Städte

kleiner gefunden, namentlich im Sommer. Renou hat zuerst in eingehender Weise den Unterschied zwischen der Temperatur von Paris (Observatorium) und der Umgebung nachgewiesen [1]). Die gewöhnlich für Paris angegebene Mitteltemperatur ist um 0,75° zu hoch, ähnliches gilt für Brüssel, London etc. Die mittlere Temperatur von Wien Stadt ist 9,7°, die der Umgebung 9,2, die mittlere Temperatur von Berlin Stadt 9,1, der Umgebung 8,6°. Bei Konstruktion von Isothermen darf man nur letztere verwenden. Ich habe für eine Anzahl von Städten diese Temperaturunterschiede gegen die Umgebung zusammengestellt [2]). Für Berlin haben Perlewitz und Hellmann [3]) diese Unterschiede eingehender nachgewiesen, letzterer hat auch auf die Verschiedenheit der Aufstellung der Thermometer Rücksicht genommen und danach gefunden, daß Berlin wärmer ist als die Umgebung: im Winter um 0,3°, Frühling und Sommer um 0,6°, Herbst um 0,4°. Die Abendtemperaturen sind aber im Frühling und Sommer sogar um 1,2° und noch im Jahresmittel um 0,8° höher. Für Paris (Tour Saint-Jacques gegen Parc Saint-Maur) ergab sich in der Nacht im Sommer eine Differenz von +2,3°, mittags war die Temperatur gleich, im Tages- und Jahresmittel war der Unterschied +1,1°, um so viel ist die Stadt wärmer. Die mittleren Minima sind in den Städten viel höher, die mittleren Maxima können denen der Umgebung gleich sein, zuweilen selbst niedriger. Die nächtliche Abkühlung ist im Freilande viel stärker als innerhalb zusammengebauter Orte [4]).

Ich habe auch die Temperaturmittel der um Wien unter dem Einfluß des Wiener Waldes liegenden Orte

---

1) Annuaire de la Soc. Mét. de France. Tome III, 79, X, 105, XVI, 83. Mahlmann hat aber schon 1841, allerdings nur im allgemeinen, darauf hingewiesen. Monatsb. der Gesellsch. für Erdk. II, 1841, S. 55. S. auch Z. 85, S. 460 und Z. 95, S. 38.

2) Z. 85, S. 457 u. Temp. der österr. Alpenländer II, S. 425 etc.

3) Das Wetter 1890 und Jahresbericht des Berliner Zweigvereins für 1894, S. 8. (Hellmann.)

4) Eaton berechnet, daß die Gasflammen und der Kohlenverbrauch zu London im stande sind eine Luftschichte von 30 m Höhe über einer Fläche von über 300 qkm stündlich um 1,2° C. zu erwärmen. Quarterly Journal 1877, S. 313.

mit jenen in der Umgebung Wiens im Freilande und mit Wien Stadt verglichen und gefunden:

Mittlere Temp. 1851/80. Gleiche Seehöhe.

	Jan.	April	Juli	Okt.	Jahr
Wien Stadt . .	—1,2	10,0	20,4	10,5	9,7
Wien Land . .	—1,5	9,6	19,8	10,1	9,2
Wiener Wald .	—1,5	9,0	19,2	9,6	8,8

Im Winter ist der Unterschied unbedeutend, im Sommerhalbjahr erreicht er 0,6° und gegen das Innere der Stadt mehr als 1°. Wie dieser große Unterschied zu stande kommt, zeigen die folgenden Temperaturdifferenzen zu den einzelnen Beobachtungsterminen.

Wiener Wald — Wien Umgebung 1875/84[1]).

	7^h a.	2^h p.	9^h p.	Mittel
Winter . .	— 0,8	0,0	—0,8	—0,6
Sommer . .	— 1,1	—0,2	—2,3	—1,4

Es ist also um die wärmste Tageszeit der Unterschied gering, dagegen abends und wohl auch nachts namentlich im Sommer sehr groß. Man erkennt darin deutlich den Einfluß der starken nächtlichen Wärmeausstrahlung einer dichten Vegetationsdecke, wozu wohl auch noch die Verdunstungskälte kommt. Gegen das Innere der Stadt würde der Wärmeunterschied noch größer ausgefallen sein. Die (feuchte) Abend- und Morgenkühle des waldigen Landes gegenüber freiem Land und namentlich Städten kommt in diesen Zahlen sehr deutlich zum Ausdruck.

Die absoluten Temperaturminima des Winters gehen im Innern der Städte viel weniger tief hinab, als in der Umgebung im Freilande (z. B. Berlin Stadt Januar 1893 — 23,3°, außen —31,0°), die absoluten Maxima im Sommer sind aber kaum höher, zuweilen selbst niedriger (an gut aufgestellten geschützten Thermometern); das Temperaturgefühl unter dem Einfluß der Wärmestrahlung der erhitzten Mauern und der Wärmereflexe des kahlen Bodens ist freilich ein anderes.

Wichtigkeit der Temperaturmittel aus gleichen Peri-

[1]) Station Hadersdorf gegen Met. Institut, Hohe Warte. Temp. der österr. Alpenländer II, S. 408 etc.

Tabelle I. Temperaturverhältnisse von Wien (Stadt).

48° 12′ N. Br., 16° 22′ E. Lg. v. Gr. 194 Meter.

	20jähr. 24stündige Mittel	100jährige Mittel red.	Mittl. Abweichungen der Mittel 90 J.	Mittel für drei Tageszeiten 20 Jahre: Morg. 6h	Nm. 2h	Abds. 10h	Tägliche Temperaturschwankung 20 Jahre: periodisch	aperiodisch	Mittlere Monats- und Jahres-Extreme 20 Jahre		Mittl. Monats- und Jahresschwankung	Absolute Extreme 1829/1875		Veränderlichk. der Tagestemperatur
Dezbr.	— 0,8	— 0,3	2,3	— 1,5	0,6	— 1,0	2,1	4,7	9,6	—11,2	20,8	19,1	—22,6	2,0
Januar	— 1,3	— 1,7	2,5	— 2,3	0,3	— 1,6	2,7	4,9	9,7	—12,1	21,8	18,8	—25,5	2,1
Febr.	0,4	0,1	2,2	— 1,2	2,6	0,1	3,8	6,1	11,4	—10,0	21,4	20,0	—20,0	2,0
März	4,2	4,3	1,8	1,6	7,4	3,6	5,9	7,8	16,7	— 5,9	22,6	24,3	—13,3	1,8
April	10,0	9,9	1,7	6,2	14,0	9,0	7,8	9,6	23,9	— 1,0	24,9	28,8	— 7,0	1,9
Mai	15,1	15,1	1,5	11,4	19,3	13,8	8,2	10,2	28,5	2,7	25,8	36,0	— 1,6	1,8
Juni	18,6	18,8	1,2	15,5	22,4	17,1	7,6	9,9	31,5	9,1	22,4	37,8	3,8	1,9
Juli	20,3	20,5	1,3	16,9	24,3	18,9	7,9	10,1	32,6	11,0	21,6	38,8	8,0	1,9
Aug.	19,6	19,7	1,3	16,0	23,7	18,2	7,9	9,7	32,9	9,8	23,1	37,5	5,6	1,8
Sept.	16,1	15,9	1,2	12,2	20,4	14,8	8,2	9,6	28,3	4,9	23,4	33,5	— 0,6	1,7
Okt.	10,5	10,0	1,4	7,7	14,3	9,5	6,6	8,3	23,2	0,6	22,6	27,1	— 6,8	1,5
Nov.	3,7	3,9	1,4	2,5	5,5	3,3	3,1	4,9	14,9	— 5,9	20,8	21,3	—15,0	1,8
Jahr	9,7	9,7	0,74	7,1	12,9	8,8	5,9	8,0	33,9	—15,1	49,0	38,8 14./7. 32.	—25,5 22./1. 50.	1,9
Kol.	1 a	1 b	1 c	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12

oden. Wenn es sich darum handelt, die Wärmeunterschiede benachbarter Orte mit größerer Genauigkeit festzustellen, so gelangt man am sichersten zu diesem Ziele, wenn man die Differenzen der Beobachtungsresultate aus den gleichen Jahrgängen dazu verwendet, namentlich wenn auch die Beobachtungstermine dieselben sind. Aus gleichzeitigen Beobachtungen auch nur während 3 bis 4 Jahren erfährt man die Temperaturunterschiede schon viel genauer als aus vieljährigen Mitteln, die sich auf verschiedene Zeitperioden beziehen. So ist z. B. das Wintermittel von Augsburg aus Beobachtungen zwischen 1812 und 1878 — 1,3° C., jenes von München aus Beobachtungen zwischen 1825 bis 1856 — 1,8°, so daß München einen halben Grad kälter zu sein scheint als Augsburg, was an sich nicht wahrscheinlich ist. In der That ergeben die neueren gleichzeitigen Beobachtungen zu den gleichen Stunden (1879/81), daß Augsburg im Winter etwas kälter ist als München, aber nur um 0,1° (im Sommer ist es um 0,1° wärmer, die Jahresmittel sind gleich).

Wegen der sehr großen Temperaturverschiedenheiten der einzelnen Jahrgänge namentlich im Winter ist es ganz unumgänglich nötig, zu allen klimatischen Untersuchungen nur die Mittel aus gleichen Jahrgängen zu verwenden, oder sie auf eine gleiche Periode zu reduzieren. Das Dezembermittel von Krems an der Donau (55 km von Wien) aus den 5 Jahren 1880/84 ist z. B. + 1,5°. Hätte man zufällig zum Vergleich das 5jährige Dezembermittel von Wien aus den Jahren 1879/83, d. i. — 0,2, zur Verfügung, also das Mittel aus einer nur um einen Jahrgang verschiedenen Beobachtungsreihe, so würde man daraus schließen, daß Krems um nahe 2° wärmer sei als Wien. Der Irrtum wäre sehr groß. Nimmt man dagegen die gleichzeitigen Differenzen der Dezembermonate von Krems und Wien bloß aus den übereinstimmenden 4 Jahrgängen 1880/83 also 0,2, —0,5, —0,3, —0,2, im Mittel — 0,2, und bringt diese mittlere Differenz an das 50jährige Dezembermittel von Wien (Hohe Warte), d. i. — 0,4 an, so erhält man als reduziertes 50jähriges

Dezembermittel von Krems den Wert —0,6. Dieses Reduktionsverfahren liefert sehr genaue Werte und man erreicht leicht eine Vergleichbarkeit der Monatsmittel bis auf ±0,1, wie sie bei lokalklimatologischen Untersuchungen erforderlich ist. Die Veränderlichkeit der gleichzeitigen Temperaturdifferenzen ist nämlich circa 10mal kleiner als die der Temperaturmittel selbst, und nach den Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung ist deshalb die mittlere Temperaturdifferenz zweier nicht zu weit entfernten Orte aus 10 korrespondierenden Jahrgängen ebenso sicher wie ein 100jähriger Durchschnitt aus den Temperaturmitteln derselben.

Strahlende Wärme. Während für meteorologische Untersuchungen nur die Luftwärme von Wichtigkeit ist und die strahlende Wärme nur insofern in Betracht kommt, als sie die Luftwärme modifiziert, ist in klimatischer Beziehung die strahlende Wärme an sich, ganz abgesehen vom Grade der Luftwärme, ein äußerst wichtiges Element. In dem Probleme der Ursachen der Luftbewegungen und deren Folgeerscheinungen, mit welchen die Meteorologie es zu thun hat, spielt nur die Luftwärme eine Rolle, und man sucht deshalb den Einfluß der Wärmestrahlung auf die Thermometer möglichst auszuschließen, weil diese nur hindert, zur Kenntnis der wahren Lufttemperatur zu gelangen. Für das organische Leben auf der Erde dagegen, ja selbst für manche Veränderungen der unorganischen Körper auf der Erdoberfläche, ist die direkte Sonnenstrahlung mindestens ebenso wichtig als die Luftwärme, und es würde daher für die Klimatologie von höchster Wichtigkeit sein, auch die Energie und die Summe der Sonnenstrahlung, welche unter verschiedenen Klimaten der Erdoberfläche wirklich zukommt, durch fortgesetzte regelmäßige Messungen genau kennen zu lernen.

Solche Messungen existieren leider gegenwärtig noch nicht, und wir besitzen kaum schon die Mittel, dieselben überhaupt vornehmen zu können. Wir können die Energie der direkten Sonnenstrahlung nur messen durch ihre Wirkungen, und dieselben sind vornehmlich dreifacher

Natur, als: Licht, Wärme und Umsetzung chemischer Verbindungen. Man spricht daher von Lichtstrahlen, Wärmestrahlen und chemischen Strahlen, darf aber dabei nicht vergessen, daß diese verschiedenen Wirkungen nicht in einer ebenso verschiedenen Qualität der Strahlen selbst liegen, sondern daß dieselben in der Natur des Körpers begründet sind, auf welchen sie auffallen. Die Sonne sendet allerdings verschiedene Strahlengattungen aus, welche sich aber an sich nur durch ihre Wellenlängen oder ihre verschiedene Schwingungsdauer unterscheiden. Physikalisch treten diese Unterschiede durch die verschiedene Brechbarkeit, welche von der Wellenlänge abhängt, am einfachsten hervor in der Zerstreuung der zusammengesetzten Strahlung durch ein Prisma. Die „Lichtwellen", das Wort Licht als strahlende Energie überhaupt genommen, welche die Sonne aussendet, sind eine Bewegung im Aether[1]). Die verschiedenen Strahlengattungen führen zwar verschiedene Energie, sind aber sonst gleicher Natur, und ihr Effekt, ob sie eine Temperatursteigerung verursachen, oder eine chemische Zersetzung bewirken, hängt allein von der Natur des Körpers ab, auf welchen sie auffallen. Sie müssen einem Hindernis begegnen, welches ihre Bewegung zerstört, bevor sie auf eine der verschiedenen Weisen in Erscheinung treten können. Die Arbeit, welche dabei von der lebendigen Kraft der Aetherwellen geleistet wird, erscheint entweder als Molekularbewegung, d. i. Wärme, oder in Form einer Bewegung der Atome, d. i. chemische Wirkung. Es gibt keine Strahlen, welche nur Wärmewirkungen, und keine Strahlen, welche nur chemische Wirkungen leisten würden; derselbe Strahl, welcher auf ein Thermometer oder eine empfindliche Thermosäule auffallend uns seine Existenz durch Wärmeerzeugung verrät, wird, auf einen anderen Körper von gewisser Zusammensetzung auffallend, durch chemische Umsetzungen in Erscheinung treten. Wenn man demnach von strahlender Wärme oder von chemi-

---

1) Die Energie oder die lebendige Kraft einer Welle ist proportional dem Quotienten aus dem Quadrat der Wellenlänge in das Quadrat der Amplitude der Welle.

schen (aktinischen) Strahlen spricht, so macht man sich dabei einer Vermengung von Ursache und Wirkung schuldig, indem man etwas schon in die Natur der Strahlung hineinlegt, was erst durch das Zusammentreffen derselben mit einem Körper bestimmter Art hervorgerufen wird. Um solche Mißverständnisse zu vermeiden, wäre es deshalb am besten, nur von „strahlender Energie“ zu sprechen.

Damit ist die Thatsache nicht in Widerspruch, daß Strahlen von bestimmter Wellenlänge auf Körper von bestimmter Zusammensetzung besonders kräftige chemische Wirkungen ausüben, was eben Veranlassung gegeben hat, sie geradezu chemische Strahlen zu nennen. Auf eine empfindliche Thermosäule (oder das Bolometer) auffallend erzeugen jedoch auch diese Strahlen eine Wärmewirkung, erscheinen uns als Wärmestrahlen. Auch darauf müssen wir noch aufmerksam machen, daß die neueren Untersuchungen (mittels des Beugungs- oder Diffraktionsspektrums an Stelle des prismatischen, durch Brechung erzeugten Spektrums) nachgewiesen haben, daß das Maximum der Wärmewirkung im Spektrum zwischen den Fraunhoferschen Linien D und E liegt und nicht im Ultrarot, wie man früher annahm; das Maximum der Energie der Sonnenstrahlung liegt im Gelb, das Maximum der Lichtstärke und das der Wärmewirkung fällt zusammen. Desgleichen haben die neueren Untersuchungen auch gezeigt, daß man jene Strahlengattung, welche auf das Wachstum und die Entwickelung der Pflanzen von größter Wirkung ist, nicht im blauen und violetten Ende des Spektrums zu suchen hat, sondern im mittleren Teile desselben, mit anderen Worten, es sind die Strahlen, die sich auch durch die größte Leuchtkraft auszeichnen, und nicht die sogen. chemischen Strahlen, wie man früher meinte[1]). Wm. Siemens in London hat im Winter

---

[1]) Die Strahlung von geringer Brechbarkeit (Licht- und Wärmestrahlen) ist von größter Wirksamkeit auf die Vorgänge der Assimilation in den grünen Pflanzen, also auf die Produktion organischer Substanz; die Strahlung von großer Brechbarkeit (chemische Strahlung) wirkt wachstumshemmend, ist aber nach Sachs von großer Wichtigkeit bei der Erzeugung der zur Blütenbildung nötigen Stoffe.

(1879/80 und 1880/81) verschiedene Pflanzen zur vollen Entwickelung und Fruchtreife gebracht bei rein künstlicher, elektrischer Beleuchtung (bei einer Luftwärme von circa 15° C.). Es ergab sich dabei, daß das an den sogen. chemischen Strahlen reiche elektrische Licht vorerst durch Gläser gehen mußte, welche die blauen Strahlen zum Teil absorbierten, wenn man eine gesunde und kräftige Vegetation erzielen wollte. In jüngster Zeit hat C. Flammarion Untersuchungen angestellt über die Entwickelung der Vegetation unter dem Einflusse von Strahlen verschiedener Brechbarkeit. Die wirksamen Strahlengattungen waren nahezu monochromatisch und die Pflanzen wurden sonst unter möglichst gleichen Bedingungen gehalten. Als Beispiel mag das Wachstum (die Höhenentwickelung) von Mimosa pudica hier stehen. Die Aussaat war im Mai erfolgt.

Lichtgattung:	Rot	Grün	Weiß	Blau
	Höhe der Pflanze			
6. September	0,22	0,09	0,04	0,03 m
22. Oktober	0,42	0,15	0,10	0,03 „

Das größte Höhenwachstum und die größte Ueppigkeit erreichten die Pflanzen unter dem Einfluß des roten Lichtes; in Bezug auf die Kraft der Entwickelung gaben die Lichtgattungen folgende Reihe: Rot, Weiß, Grün und Blau. Die roten und gelben Strahlen sind es, welche die Respiration und Transpiration der Blätter und die Assimilation der Kohlensäure am kräftigsten anregen [1]). Griffiths fand desgleichen, daß die Strahlen, welche die Aufnahme mineralischer Stoffe durch die Wurzeln am meisten befördern, dieselben sind, welche auch die Assimilation in den grünen Teilen am meisten anregen und daß dies die gelben Strahlen sind [2]).

Die Wichtigkeit des diffusen Tageslichtes für die Pflanzen hat namentlich J. Wiesner in jüngster Zeit eingehend nachgewiesen. Alle gut oder üppig gedeihenden Gewächse sind vor allem auf diffuses Licht angewiesen,

---

1) Comptes rendus. Tome CXXI, 957, Dez. 1895.
2) Investigations on the influence of certain rays on root absorption and on the growth of plants. Proc. R. Soc. Edinburgh, Vol. XIV, 125.

sowie auf ein in seiner Intensität abgeschwächtes Sonnenlicht. Die fixe Lichtlage der Blätter wird in der Regel bestimmt durch das stärkste diffuse Licht am Orte des Blattes.

Das diffuse Licht ist es, welches alle Teile der Pflanze gleichsam umspült und denselben zu gute kommt. Ueber die Intensitäten desselben im Schatten verschiedener Pflanzen und Bäume hat Wiesner gleichfalls genaue Messungen angestellt. Interessant ist der Nachweis, daß das Lichtbedürfnis der Pflanzen mit steigender Temperatur abnimmt, mit sinkender aber zunimmt. Das erweist sich sowohl für die Temperaturänderungen mit der Breite, als für jene mit der Seehöhe. So ist z. B. für Poa annua das benötigte Lichtminimum Anfang März (3.) zu Kairo circa 53 Kalorien (proportional), zu Wien dagegen 109, die respektiven mittleren Lufttemperaturen sind aber 15,5° und 2° (Mittag 3,5°). Für gleiche Sonnenhöhe zu Kairo und Wien (53,3° um Mittag)[1]) ist das Lichtminimum zu Wien 92 Kalorien, die Lufttemperatur 10,4°. Auch bei gleich hohem Sonnenstand bedarf Poa annua zu ihrem Gedeihen in Wien eine größere Lichtmenge als in Kairo, da die gleichzeitige Temperatur niedriger ist[2]).

Um zu einer vollständigen Kenntnis der wichtigsten klimatischen Elemente zu gelangen, wäre es von größter Wichtigkeit, aus den verschiedenen Klimagebieten Messungen der Lichtstärke (photometrische Messungen) und Messungen über die Wärmewirkung der direkten Sonnenstrahlung zu besitzen, welche durch Messungen über die chemische Wirksamkeit der Strahlung zu ergänzen wären. Wir werden in dem Abschnitt über das solare Klima kurz auf das Wenige hinweisen, was wir bisher von solchen Messungen besitzen, und können im übrigen nur die Wichtigkeit dieser bisher vernachlässigten klimatischen Elemente mit Nachdruck betonen. Möge die lebhafte Erkenntnis dieses Mangels uns bald die Schwierigkeiten

---

1) 3. März Kairo, 20. April Wien.

2) J. Wiesner, Photometrische Untersuchungen auf pflanzen-physiologischem Gebiete. Untersuchungen über den Lichtgenuß der Pflanzen. Sitzungsb. der Wiener Akad. Juniheft 1893 und Juliheft 1895.

besiegen lassen, welche solchen Messungen jetzt noch entgegenstehen.

Messung der strahlenden Wärme. Die große klimatische Bedeutung der strahlenden Wärme neben der Luftwärme, ja die fast völlige Gleichgültigkeit letzterer, Windstille vorausgesetzt, hat man schon seit längerer Zeit erkannt bei der Beurteilung der sogen. klimatischen Kurorte, nach ihren mehr oder minder ausgesprochen günstigen Wirkungen auf kranke oder schwache Personen. Eine unbehinderte kräftige Insolation, verbunden mit Luftruhe, läßt einige besonders geschützte Alpenhochthäler trotz strenger Winterkälte mit südlichen Winterzufluchtsstätten konkurrieren.

„Das Sommerklima von Davos ist sehr ähnlich jenem von Pontresina und St. Moriz im benachbarten Oberengadin, es ist kühl und recht windig; sobald aber das Prättigau und die umgebenden Berge tief und nun permanent für den ganzen Winter mit Schnee bedeckt sind, was gewöhnlich im November der Fall ist, treten neue Verhältnisse ein, und das Winterklima wird ausserordentlich bemerkenswert. Der Himmel ist in der Regel wolkenlos oder nahezu rein, und da die Sonnenstrahlen, wenngleich sehr kräftig, nicht im stande sind den Schnee zu schmelzen, so haben sie wenig Einfluß auf die Lufttemperatur im Thale sowohl als auf den Bergen (Temperaturmittel Dez. —5,5, Jan. —7,4, Febr. —4,2). Demzufolge gibt es keine Ausgleichungsströmungen erwärmter Luft, und da das Thal gegen die allgemeinen Luftströmungen gut geschützt ist, so herrscht im Winter fast gleichmäßig andauernde Windstille bis im Frühling der Schnee schmilzt." Bei frühen Morgentemperaturen von —15 bis —20° C. gehen die Patienten schon bald nach Sonnenaufgang ($9-10^h$) ohne besonderen Schutz, manche sogar ohne Ueberkleider im Freien spazieren. Der Himmel ist tiefblau, und in dem kräftigen Sonnenschein fühlt man sich behaglich warm beim Sitzen vor dem Hotel in leichtem Morgenrock.

Die dünnere Luft schon entzieht dem Körper weniger Wärme, abgesehen von der Windstille, dazu kommt das Fehlen von Wassertröpfchen in der Luft, die unten die Atmosphäre feuchtkalt machen. Man bekommt zudem die direkte und die von den Schneeflächen reflektierte Wärme, so daß bei stillem Sitzen im Sonnenschein die Wärme mitten im Winter zuweilen fast unerträglich wird. E. Frankland. Winter Thermometric Observations in the Alps. Proc. R. Soc. of London. Vol. XXII, S. 317.

Man hat schon vielfach versucht, allerdings mit ungenügenden Mitteln, die Intensität der strahlenden Wärme

an verschiedenen Orten zu messen. Unter den Instrumenten, welche zu einer regelmäßigen Aufzeichnung der Intensität der Sonnenstrahlung dienen sollen, kann gegenwärtig bloß das sogen. Schwarzkugelthermometer im Vakuum, welches namentlich an den englischen Stationen häufig verwendet wird, empfohlen werden [1]). Dasselbe liefert noch die am besten vergleichbaren Resultate, namentlich wenn es an einer Normalstation mit einem Normalinstrument gleicher Konstruktion vorher verglichen wird. Das Aktinometer Arago-Davys besteht aus einem solchen Schwarzkugelthermometer und einem zweiten gleich adjustierten Thermometer, dessen Kugel aber blank gelassen ist. Diese Instrumente liefern zwar nur relative Werte, ihre Angaben sind kaum zu einer Bestimmung des absoluten Betrages der Intensität der Sonnenstrahlung zu verwerten [2]), aber doch weitaus den ganz vagen und gar nicht vergleichbaren Daten vorzuziehen, welche man erhält, wenn man ein gewöhnliches oder selbst ein geschwärztes Thermometer frei der Sonne aussetzt. Solche als „Temperatur in der Sonne" mitgeteilte Beobachtungen haben keinerlei wissenschaftlichen Wert und können nicht zu klimatologischen Untersuchungen verwendet werden.

Man wird mit verschiedenen Thermometern unter dem gleichzeitigen Einfluß der verschiedenen Strahlungseinflüsse der Umgebung, die sich nie ganz vermeiden lassen, sehr verschiedene „Temperaturen in der Sonne" erhalten, bei derselben Intensität der Sonnenstrahlung. Es hat ja Lamont schon gezeigt, daß ein Thermometer mit kleiner Kugel, frei in der Luft der Sonne ausgesetzt, nahezu die „Lufttemperatur" angibt, demnach so viel Wärme durch Reflexion und Strahlung wieder abgibt, daß es mit einem Thermometer im Schatten gleiche Temperatur hat. Prof. Kunze in Tharandt hat neuerdings ähnliche Erfahrungen mitgeteilt, allerdings größere Differenzen erhalten [3]).

„Temperatur in der Sonne" als Gegensatz zur Temperatur im Schatten ist überhaupt gar kein genügend definierter Begriff, weil jene erstere Temperatur abhängt von der Natur des Körpers, welchen man der Sonnenstrahlung aussetzt. Der Temperaturzustand, den ein der „strahlenden Wärme" ausgesetzter Körper

---

1) In Davos zeigt dasselbe z. B. im Dezember bei einem mittleren Maximum der Lufttemperatur von —1,5 im Mittel 39° und kann selbst bis über 62° C. steigen.

2) Siehe darüber Ferrel Z. 84, S. 386 u. 500; ferner Maurer Z. 85, S. 18.

3) S. Z. 82, S. 291 und Köppen Z. 90 [33].

annimmt, wird bedingt durch sein Absorptionsvermögen gegen die auf ihn fallende Strahlengattung, und dieses Absorptionsvermögen ist wieder verschieden, je nachdem die Oberfläche des Körpers poliert oder rauh ist; ein dünner Ueberzug einer fremden Substanz kann dasselbe ganz verändern. Sobald unter dem Einfluß der Strahlung die Temperatur des Körpers über die seiner Umgebung steigt, gibt er wieder Wärme durch Leitung wie durch Strahlung ab, und sein stationärer Temperaturzustand wird erreicht, wenn er durch letztere ebensoviel Wärme verliert, als ihm an absorbierter strahlender Wärme zufließt. Dazu kommt noch als dritter Faktor die Wärmeentziehung durch die bewegte Luft, durch den Wind. Die Temperatur eines der Sonnenstrahlung ausgesetzten Körpers hängt also von vielfachen Nebenumständen ab, welche die bloße Angabe des Resultates ganz wertlos machen. Die „Schwarzkugelthermometer im Vakuum" bieten den großen Vorteil, daß durch die umgebende Glashülle erstlich die (dunkle) Wärmestrahlung der Umgebung, welche als ein von Ort zu Ort äußerst variables Element ein Haupthindernis der Vergleichbarkeit derartiger Beobachtungen ist, fast ganz abgehalten wird, während die leuchtende Strahlung fast ungeschwächt durch das Glas hindurchgeht, und zweitens die Wärmeentziehung durch bewegte Luft ganz verhindert wird. Deshalb liefern sie ziemlich vergleichbare Resultate. Ueber die Methoden der absoluten Messung der Intensität der Sonnenstrahlung müssen wir auf die Lehrbücher der Physik verweisen. Einige Resultate solcher Messungen werden in dem Abschnitt über das „solare Klima" mitgeteilt werden.

Gespiegelte Wärme. Ein klimatisches Element, welches örtlich einen nicht unbedeutenden Einfluß erlangen kann sowohl auf die Vegetation, das Reifen der Früchte etc., als auch auf den günstigen Einfluß, welchen der Aufenthalt im Freien für schwache und kränkliche Personen gewährt, besteht in der bloßen Wärmereflexion terrestrischer Gegenstände. Es ist lange bekannt und neuerdings namentlich von Ch. Dufour direkt nachgewiesen worden, daß die Wärmespiegelung, die Reflexion des Sonnenlichtes von Wasserflächen für die letztere umgebenden Bergabhänge eine sehr merkliche Wärmequelle ist. Am Genfer See wie am Rhein haben diese Wärmereflexe einen nicht zu unterschätzenden Einfluß auf das Reifen der Trauben. In Gebirgsthälern erhöht die von den Bergwänden reflektierte und ausgestrahlte Wärme [1]) die Luft-

[1]) Die Temperatur der Bergabhänge ist bei Tag höher als die Lufttemperatur in gleicher Höhe über der Erdoberfläche.

temperatur, noch mehr aber das „Gefühl der Wärme" im Freien.

Ueber das Verhältnis der direkten Sonnenwärme zur reflektierten Wärme am Genfer See hat Dufour folgende Resultate erhalten:

Sonnenhöhe	circa 4°	7°	16°
Reflektierte Wärme in % der direkten	68 %	40—50 %	20—30 %

Die reflektierte Wärme spielt demnach die größte Rolle bei niedrigem Sonnenstand, also am Morgen und im Winter der höheren Breiten. Eine südliche Exposition, ziemlich erhaben über einer ausgedehnten Wasser- oder auch Schneefläche, gestattet den größten Vorteil aus dieser sekundären Wärmequelle zu ziehen, ist demnach für Wohnungsanlagen am meisten zu empfehlen.

Frankland teilt folgende Beobachtungen mit über den Einfluß der von der Umgebung reflektierten Wärme [1]). Das der Strahlung ausgesetzte Thermometer befand sich auf weißem Papier als Unterlage. Eine Beobachtung zu Pontresina ergab: 10 Fuß von einer weißen Wand 38,7° C., über einer benachbarten Wiese 27,7°, also 10° weniger. Alumbay, Insel Wight, unter der direkten und der vom Wasser reflektierten Strahlung 31,2°, unter direkter Strahlung allein 25,7°. Zürichsee, Thermometerstand unter direkter und reflektierter Strahlung 34,0°, eine englische Meile vom See unter der direkten Strahlung allein 31,5°.

Da das Gefühl der Wärme und der Annehmlichkeit beim Aufenthalt in freier Luft von dem Gesamteffekt der direkten und reflektierten Strahlung abhängt, so ergibt sich daraus der beträchtliche Einfluß der Umgebung eines Wohnortes auf das, was man die „klimatische Temperatur" nennen könnte.

Wärmeausstrahlung. Nächtliche Abkühlung. Ein anderer entgegengesetzter Effekt der Wärmestrahlung, welcher große klimatische Wichtigkeit hat und der

---

1) E. Frankland, Climate in town and country. Nature Bd. 26 (1882, II) p. 380.

direkten Beobachtung leichter zugänglich ist, besteht in der nächtlichen Erkaltung der freien Oberflächen der Körper unter die Lufttemperatur. In heiteren Nächten sinkt die Temperatur des Bodens oder die der Pflanzen oft bedeutend unter die Lufttemperatur, die in einiger Höhe über dem Erdboden herrscht. Diese letztere messen wir aber und schützen deshalb die Thermometer gegen nächtliche Ausstrahlung durch Anbringung von Schirmen. Dies ist notwendig, weil die Thermometer, so wie fast alle anderen Körper, viel bessere Wärmestrahler sind als die Luft, welche durch Strahlung nur wenig sich abkühlt. Verschiedene Körper erkalten in verschiedenem Maße durch nächtliche Wärmeausstrahlung, wie die verschiedene Stärke der Taubildung an ihrer Oberfläche zeigt. Klimatologisch mißt man die Intensität der nächtlichen Wärmestrahlung am zweckmäßigsten durch ein Minimum-Thermometer unmittelbar über einem kurz geschorenen Rasen, und durch ein Thermometer, das auf den bloßen Erdboden gelegt und kaum mit Erde bedeckt wird[1]. Der Unterschied zwischen der tiefsten Temperatur in der Luft und jener der Luft unmittelbar über dem Rasen oder am Erdboden gibt ein Maß für die nächtliche Wärmestrahlung. Derartige Beobachtungen, obgleich leicht anzustellen, mangeln trotzdem noch aus vielen Klimaten, nur die englischen meteorologischen Stationen sind zumeist mit solchen Thermometern versehen.

In Wien gab das frei über dem Rasen exponierte Minimum-Thermometer durchschnittlich um folgende Beträge niedrigere Minima als das Minimum-Thermometer in der Beschirmung 4 bis 5 Fuß über dem Boden:

Frühling 1,3°, Sommer 1,8°, Herbst 1,3°, mittlere Monatsextreme im Frühling 2,1°.

Man kann daraus schließen, daß schon bei einem mittleren nächtlichen Minimum der Lufttemperatur von + 2 bis 3° C. um Wien Reife eintreten können. In trockeneren Klimaten, namentlich in größerer Seehöhe sind diese Differenzen noch erheblicher und es

[1] In Klimaten, wo im Winter Schnee fällt, sind die Thermometer unmittelbar über der Schneedecke anzubringen und auf dem davon rein gefegten Erdboden.

kann bei einer Luftwärme von 5—6° C. zur Reifbildung kommen, wenn die Heiterkeit des Himmels die Wärmeausstrahlung begünstigt und Luftruhe eine beträchtliche Temperaturdifferenz zwischen den Körpern in der Luft und der Luft selbst aufkommen läßt. Glaser sah im trockenen Hochlande von Yemen, trotz eines nächtlichen Minimums von nur + 8°, am Morgen die Tümpel der Umgebung zugefroren.

Einen lehrreichen Versuch über die verschiedene Erwärmung durch Insolation und Erkaltung durch nächtliche Wärmeausstrahlung unter dem Einfluß verschiedener Färbung der Oberfläche hat Henri Dufour angestellt. Er hat dazu vier Minimum-Thermometer verwendet, die Kugel des einen in schwarzen, des anderen in roten, des dritten in weißen Flanell eingehüllt, das vierte blank gelassen und dieselben (am 20. Febr. 1895) der Strahlung ausgesetzt. Das Ergebnis war:

Thermometer	schwarz	rot	weiß	blank
in der Sonne . .	39,5	29,0	23,6	22,0
5^h abends . . .	5,5	4,5	3,6	1,8
$6^1/_4$ „ . . .	—4,5	—5,0	—5,0	—6,0
8^h morgens Min. .	—10,5	—11,0	—10,0	—10,0

nach einer klaren Nacht. Auf die nächtliche Ausstrahlung hat also die Farbe keinen Einfluß, wie auch andere Beobachtungen schon ergeben haben (Archives des Sciences XXXIII, 477).

Schließlich ist auch die Bodentemperatur ein beachtenswertes klimatisches Element. Es genügen aber für den klimatographischen Zweck Beobachtungen in den obersten Schichten bis zu 1—2 m Tiefe und an der Oberfläche selbst. In selten besuchten Gegenden oder an Orten, wo aus anderen Gründen ein ganzes Jahr umfassende Beobachtungen der Lufttemperatur so bald nicht zu erwarten sind, kann die Bestimmung der Temperatur des Erdbodens in Tiefen von 10—20 m (bei Ausschluß von Wasserzutritt), in äquatorialen Gegenden schon in viel geringerer Tiefe von 1 m und darüber zur Schätzung der mittleren Jahrestemperatur gute Dienste leisten.

Da die täglichen Veränderungen der Temperatur im Erdboden kaum bis zu 1 m Tiefe reichen, so genügt in größeren Tiefen schon eine einmalige tägliche Beobachtung zur Erlangung guter Mittelwerte. Die Jahresmittel der Bodentemperatur in 1 m Tiefe sind in mittleren und höheren Breiten durchschnittlich um 1° höher als jene der Lufttemperatur. Von da nimmt dann die Tempera-

tur in der Regel konstant zu gegen das Erdinnere, im großen Durchschnitt im Verhältnis von 1° auf je 30 m.

Bevor wir die Temperatur als klimatisches Element verlassen, scheint es zweckmäßig, noch von jenen Umständen zu sprechen, von welchen unser Temperaturgefühl abhängt.

Die „gefühlte Temperatur" oder unser Wärmegefühl hängt nicht bloß von dem Grade der Lufttemperatur, dem Stande des (trockenen) Thermometers ab, sondern auch in hohem Grade von anderen gleichzeitig herrschenden meteorologischen Verhältnissen, namentlich von der Stärke der Luftbewegung. Jedermann weiß, daß strenge Kälte bei Windstille leicht zu ertragen ist, aber unerträglich werden kann, sowie die Luft stärker bewegt ist. An schönen kalten Wintertagen genügt das Auftreten einer leichten Brise, um das früher angenehme Temperaturgefühl sogleich in ein lebhaftes Frösteln zu verwandeln, ohne daß der Thermometerstand sich geändert hätte. Außerdem hat die strahlende Wärme der Sonne und die Luftfeuchtigkeit noch einen großen Einfluß auf die gefühlte Temperatur. J. Vincent hat eine lange Versuchsreihe angestellt, um den Zusammenhang zwischen der Temperatur der freien Hautoberfläche (T), der Lufttemperatur (t), dem Ueberschuß der Temperatur eines Aktinometers über die Luftwärme d (in Graden) und der Windgeschwindigkeit v (Meter pro Sekunde) aufzufinden [1]). Die Beobachtungen bei Lufttemperaturen zwischen 6 und 26° und Windstille ergaben zunächst, daß der Quotient: Körpertemperatur-Lufttemperatur dividiert durch Hauttemperatur-Lufttemperatur so gut wie konstant ist und 1,4° beträgt, also die Gleichung besteht

$$(37{,}6 - t) : (T - t) = 1{,}4, \text{ also } T = 26{,}5 + 0{,}3\,t$$

also Hauttemperatur bei 0° = 26,5, bei 20° = 26,5 + 6 = 32,5°, ruhige Luft vorausgesetzt.

Den Einfluß der Windgeschwindigkeit auf die Herabsetzung der Hauttemperatur schätzte Vincent nach seinen

---

1) J. Vincent, La détermination de la température climatologique. Bruxelles 1890. Hayez (Annuaire de l'Observ. Royal pour 1890).

Beobachtungen auf $1{,}2^0 \times v$, den Einfluß der Sonnenstrahlung auf $0{,}2^0\, d$, wo d den Temperaturüberschuß des Aktinometers über die Lufttemperatur (t) bezeichnet. So kommt er zu dem Ausdruck

$$\text{Hauttemperatur} = 26{,}5^0 + 0{,}3^0\, t + 0{,}2^0\, d - 1{,}2^0\, v.$$

Natürlich stellen diese Zahlen nur einen ersten Versuch dar, die Temperatur der freien Hautoberfläche aus Lufttemperatur, der Temperatur in der Sonne [1]) und aus der Windstärke zu berechnen, sie dürfen aber immerhin in einer Klimatologie nicht übergangen werden.

In heißen Klimaten und auch im Sommer mittlerer und höherer Breiten, wo der Körper zumeist mit Schweiß bedeckt ist, hängt das Temperaturgefühl in hohem Grade ab von der Trockenheit der Luft, oder direkter gesagt, von dem Stand des nassen Thermometers. Die mögliche Abkühlung der Körperoberfläche durch Verdunstung des Schweißes, die ja ganz beträchtlich sein kann, ist geradezu gegeben durch die Temperatur des befeuchteten Thermometers. Man hat deshalb die Hautoberfläche mit einem nassen Thermometer verglichen und die Temperaturangaben des letzteren als Ausdruck der gefühlten Lufttemperatur betrachtet.

Daß bei trockener Luft sehr hohe Wärmegrade leicht ertragen werden, ist bekannt; bei feuchter Luft tritt dagegen leicht Hitzschlag ein. In den östlichen Vereinigten Staaten ist derselbe im Sommer durchaus nicht selten, aber trotz viel höherer Temperaturen unbekannt im trockenen Westen, in Arizona und Südcolorado. Die Bewohner der Ostküste, sagt General Greely, hören mit Erstaunen von Temperaturen von 45—50°, die dort vorkommen, ohne die gewöhnlichen Beschäftigungen auf dem Lande und in den Städten erheblich zu stören. In einem der heißesten Teile der Erde, in Death Valley (Kalifornien), erlebten die Beobachter des Weather Bureau im Sommer 1891 an 5 Tagen Temperaturmaxima von 50°; das feuchte Thermometer stand aber gleichzeitig nur auf 23—25°, so daß

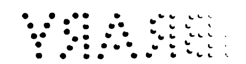
[1]) Diese ist wohl am schwersten zu definieren, Vincent nahm die Angaben eines geschwärzten Thermometers im Vakuum einer Glashülle.

das Temperaturgefühl für eine Person, die gut situiert (gegen Hitzestrahlung geschützt) war, dabei fast das der Kühle war für einen Sommernachmittag. Am 4. und 5. August waren die Maxima 47,7° und 45,5°, der Taupunkt aber —1° und —2,8°, die Temperatur des feuchten Thermometers 21° und 19,4°, also relativ kühl [1]). Harrington nennt die vom feuchten Thermometer angegebenen Temperaturen die „fühlbaren Temperaturen“ und betont deren Wichtigkeit in klimatischer Beziehung. Er hat eine Karte der „Sensible temperatures“ im Juli für das ganze Gebiet der Vereinigten Staaten entworfen, und eine andere Karte, welche die Erniedrigung der Lufttemperatur durch die Verdunstung gleichfalls für den heißesten Monat angibt. Die Linie von 5° F. = 2,8° säumt gerade die Ost- und Südküste der Vereinigten Staaten ein, während wir im Westen im Innern einen großen Raum finden, der von der Linie von 11—12° C. umschlossen ist. Um soviel wird dort die Lufttemperatur durch Verdunstung erniedrigt. Die „sensible“ mittlere Julitemperatur ist im Osten der Vereinigten Staaten 18½° (Boston) bis 24½° (Savannah), dagegen im heißen Westen (Juli Isotherme 30—34°) nur 15½—21° (Yuma). Für unser Temperaturgefühl ist demnach der Sommer der Neu-England-Staaten heißer als jener der Wüsten von Arizona und Südkalifornien.

Es dürfte sich in der That empfehlen, für heiße Klimate auch die Temperatur des feuchten Thermometers als bequemen Index für das Hitzegefühl unter die klimatischen Elemente mit aufzunehmen.

B. Atmosphärische Feuchtigkeit. Nächst der Temperatur ist das Maß der atmosphärischen Feuchtigkeit als Wasserdampf (Wassergas) in der Luft und als Wasser in Form von Wolken, Regen, Schnee etc. das wichtigste klimatische Element. Die Feuchtigkeitsverhältnisse eines Ortes aber sind im wesentlichen gegeben durch den Wasserdampfgehalt der Luft und die Quantität und Form der Niederschläge.

[1]) Mark W. Harrington, Sensible temperatures. International Medical Magazine, Aug. 1894.



Die Beobachtung der Luftfeuchtigkeit mittels des Psychrometers, und dieses Instrument wird ja fast ausschließlich zu den regelmäßigen Aufzeichnungen der Luftfeuchtigkeit verwendet, liefert zunächst den Dampfdruck[1]). Der Dampfdruck lehrt uns den Wassergehalt der Luft kennen, er ist jene Größe, welche in alle physikalischen und speziell meteorologischen Rechnungen einzusetzen ist, bei welchen auf den Wassergehalt der Luft Rücksicht genommen werden muß. Die Bezeichnung Dampfdruck hat aber vielfach zu mißverständlichen Auslegungen Veranlassung gegeben. Man hat (und thut es sogar jetzt noch zuweilen) den Dampfdruck vom Luftdrucke, wie er mit dem Barometer gemessen wird, abgezogen und meinte so „das Gewicht der trockenen Luft" zu erhalten, oder man glaubte im Dampfdruck ein Maß für den gesamten Wassergehalt der Atmosphäre über uns zu besitzen, gerade so wie uns der Barometerstand das Gewicht der Luftsäule über dem Orte der Beobachtung angibt. Das ist aber irrig, wie ich schon einmal eingehend nachgewiesen habe[2]) und nur richtig für kleinere abgeschlossene Räume, von welchen man voraussetzen darf, daß der Wasserdampf sich durch Diffusion schon vollkommen gleichmäßig verbreitet hat und wo keine Kondensation desselben stattfindet. In der Atmosphäre ist dieser Zustand nie anzutreffen. Während man nach der älteren Ansicht, die in Dove ihren Hauptvertreter fand, z. B. aus dem mittleren Dampfdruck des August zu Wien, d. i. 11 mm, schließen müßte, daß dieser Wassergehalt vollständig kondensiert eine Wasserschichte von $11 \times 13{,}6$[3]) $= 149{,}6$ mm liefern würde, habe ich an der zitierten Stelle nachgewiesen, daß der wirkliche Wassergehalt der ganzen Atmosphäre über uns nur rund $^1/_5$ von

[1]) Die Bezeichnung Dunstdruck bemühe ich mich seit langem allmählich aus dem Sprachgebrauche auszumerzen. Das Wort „Dunst" wird ja zumeist in ganz anderem Sinne gebraucht, als zur Bezeichnung des unsichtbaren, gasförmigen Wasserdampfes. Ist der atmosphärische Wasserdampf einmal zu „Dunst" kondensiert, dann wirkt er nicht mehr direkt auf das Psychrometer.

[2]) Z. 1874. S. 193 etc. Lamont hat übrigens lange vor mir aber vergeblich Dove gegenüber diese Auffassung bestritten.

[3]) Dampfdruck, wie Luftdruck, gemessen durch die Höhe einer Quecksilbersäule von äquivalentem Druck; daher um in Wasserhöhe zu verwandeln, mit dem spezifischen Gewicht des Quecksilbers zu multiplizieren.

jenem Betrage (genauer 0,22) ist, wie er durch obige Rechnung gefunden wird.

Man könnte versucht sein, den leicht irreführenden Dampfdruck in den klimatischen Tabellen durch das „Gewicht des Wasserdampfes in der Volumeinheit“ (am besten also im Kubikmeter) Luft zu ersetzen. Es wäre dies gewiß der verständlichste und auch recht praktische Ausdruck für den Wassergehalt der Luft. In der That geben die Engländer vielfach in ihren klimatischen Tabellen das Gewicht des Wasserdampfes (pro engl. Kubikfuß in grains) an. Ich möchte aber doch nicht dazu raten, und die Gründe, die dagegen sprechen, werden sich noch von selbst ergeben [1]).

Hier sei nur darauf aufmerksam gemacht, daß im metrischen Maßsysteme es sich glücklich trifft, daß bei Temperaturen, wie sie im Freien vorkommen, der Dampfdruck in Millimeter und das Gewicht des Wasserdampfes in Gramm pro Kubikmeter fast durch die gleiche Zahl ausgedrückt werden [2]). Man hat also im Dampfdruck zugleich einen für die meisten Zwecke hinlänglich genauen Ausdruck für das Gewicht des Wasserdampfes pro Kubikmeter Luft.

Dampfdruck oder Gewicht des Wasserdampfes werden auch als absolute Feuchtigkeit bezeichnet. Derselben steht gegenüber die relative Feuchtigkeit, der Grad der Sättigung der Luft mit Wasserdampf, oder das Verhältnis des beobachteten Dampfdruckes zum Dampfdruck der Sättigung bei der herrschenden Temperatur.

---

[1]) Für manche meteorologische Rechnungen und Untersuchungen ist das Gewicht des Wasserdampfes in der Gewichtseinheit (Kilogramm) Luft von Wichtigkeit. Dieses Gewicht nennt v. Bezold die spezifische Feuchtigkeit.

[2]) Wenn e der Dampfdruck ist, p das Gewicht des Wasserdampfes pro Kubikmeter in Gramm, t die Lufttemperatur, so besteht die Relation

$$p = 1{,}06\, e : (1 + 0{,}0037\, t)$$

Unterhalb 16° ist der Nenner kleiner als der Zähler 1,06 und das Gewicht des Wasserdampfes ist deshalb etwas größer als e, über 16° verhält es sich umgekehrt. Tafeln zur bequemen Berechnung von p findet man in Jelineks Anleitung zu meteorologischen Beobachtungen. II. Teil, IV. Aufl. (Leipzig 1895) Seite 23. Die folgende kleine Tabelle wird für die meisten Zwecke genügen.

Temp.	— 10°	0	5°	10°	15°	20°	25°	30° C.
Faktor	1,100	1,060	1,040	1,022	1,005	0,987	0,971	0,956

Mit diesen Faktoren ist der beobachtete Dampfdruck e zu multiplizieren um p zu erhalten.

In neuerer Zeit ist durch Flügge (Lehrbuch der hygienischen Untersuchungsmethoden, Leipzig 1881), dann durch Th. Denecke (Zeitschrift für Hygiene, Bd. 1) und H. Meyer (Göttingen) in der Meteorologischen Zeitschrift (Jahrgang 1885, Bd. II, S. 162 und 1887, Bd. II, S. 113) als ein für die meisten praktischen Zwecke weit passenderer Ausdruck der Luftfeuchtigkeit die Differenz zwischen dem beobachteten Dampfdruck und dem maximalen Dampfdruck bei der herrschenden Temperatur, das sogen. „Sättigungsdefizit" empfohlen worden [1]). Bezeichnen wir mit E den Dampfdruck bei Sättigung, mit e den beobachteten Dampfdruck, so ist die relative Feuchtigkeit der Quotient e : E, das Sättigungsdefizit die Differenz E—e. Wie man sieht, ist das Sättigungsdefizit gleich (1 — relative Feuchtigkeit) E. Man erkennt daraus, daß bei gleicher relativer Feuchtigkeit das Sättigungsdefizit mit der Temperatur zunimmt, und zwar sehr rasch, weil E mit der Temperatur sehr rasch wächst.

Denecke und Meyer haben an den angeführten Orten Tafeln gegeben, um aus der Lufttemperatur und der relativen Feuchtigkeit etwas bequemer die neue Größe, das Sättigungsdefizit, ableiten zu können.

Neben diesen Größen als Ausdruck der atmosphärischen Feuchtigkeit, also neben der absoluten und relativen Feuchtigkeit und dem Sättigungsdefizit, gibt es nur noch eine Größe [2]), welche ebenfalls als ein Maß, aber nur als ein indi-

---

[1]) Sehr beachtenswert ist die Abhandlung von H. Meyer: „Untersuchungen über das Sättigungsdefizit", auch vom praktischen klimatologischen Standpunkt aus, Z. 87, S. 113.

[2]) Der Physiker Jamin hat allerdings noch den unpraktischen Vorschlag gemacht, statt der relativen Feuchtigkeit den Quotienten e : [b—e] (wo b der Barometerstand, e der Dampfdruck) in die klimatischen Tabellen einzuführen. Es ist dies das Verhältnis des Gewichtes des Wasserdampfes zum Luftgewicht im gleichen Volum. Dieses Verhältnis ist stets eine sehr kleine Zahl, man muß den Quotienten mindestens bis zur vierten Dezimale angeben. Der mittlere Feuchtigkeitsgehalt der Luft zu Wien wäre z. B. 0,0094. Abgesehen davon ist die richtige Deutung der „richesse hygrométrique", wie Jamin diesen Quotienten nennt, nicht immer so klar, und Jamin ist es selbst begegnet, daß er selben falsch verwendet hat. Nur in sehr wenigen Fällen ist dieser Quotient bei meteorologischen Rechnungen zu benützen und kann auf keinen Fall die relative Feuchtigkeit oder das Sättigungsdefizit ersetzen. In Frankreich hat man aber doch angefangen, trotz der mühsamen Berechnung, diese unbrauchbare „richesse hygrométrique" in die meteorologischen Journale aufzunehmen. (Man vergleiche meine Kritik in Z. 84, S. 408 und Z. 85, S. 269.)

rektes Maß der Luftfeuchtigkeit angesehen werden kann, es ist dies der Taupunkt, d. i. die Temperatur, bis zu welcher die Luft abgekühlt werden müßte, um eine Kondensation der atmosphärischen Feuchtigkeit einzuleiten. Die Kondensationshygrometer (von Daniell, Regnault, Alluard, Crova etc.) liefern direkt nur die Temperatur des Taupunktes. Der Dampfdruck etc. muß erst daraus abgeleitet werden. Die Angabe des Taupunktes allein sagt allerdings direkt nichts über den Wassergehalt der Luft, aber der Unterschied zwischen der herrschenden Lufttemperatur und der Taupunkttemperatur gibt eine Vorstellung von dem Grade der Sättigung der Luft mit Wasserdampf. Je größer dieser Unterschied, desto größer die Trockenheit der Luft. Die Angabe der Temperatur des nassen Thermometers am Psychrometer wird in warmen Klimaten auch von Nutzen sein, da dieselbe ein wichtiger Index für das „Temperaturgefühl“ ist, worauf wir oben schon hingewiesen haben.

Die absolute Feuchtigkeit (Dampfdruck oder Gewicht des Wasserdampfes in der Volumeinheit) genügt dem Physiker und Meteorologen in allen Fällen; als Ausdruck der klimatischen Feuchtigkeit aber, oder als Index der Wirkung derselben auf den Organismus ist dieselbe (für sich allein) unbrauchbar. Die Luft kann außerordentlich „trocken“ sein und doch mehr Wasserdampf enthalten als „sehr feuchte“ Luft, wenn die Temperaturen in beiden Fällen sehr verschieden sind. Den mittleren Dampfdruck in der Oase Kufra, im Herzen der libyschen Wüste, fand Rohlfs in der zweiten Hälfte August zu 8,3 mm, im September zu 11,1 mm, was mit der absoluten Feuchtigkeit zu Wien und Oxford im Sommer übereinstimmt; die niedrigsten Werte des Dampfdruckes waren 4,5—5,5 mm, d. i. entsprechend dem mittleren Dampfgehalte der Winterluft im feuchten England. Am 14. August 3 Uhr nachmittags war die Luftwärme zu Hauari (Oase Kufra) 38,9°, das feuchte Thermometer zeigte 18,9°, der Dampfdruck war sonach 4,5 mm, die relative Feuchtigkeit 9 %, das Sättigungsdefizit 47 mm, der Taupunkt lag bei —0,2, Wind leichter ENE. Das ist Wüsten-

trockenheit, bei der die Fingernägel springen und die Epidermis sich ablöst. Aber der absolute Wassergehalt der Luft war immer noch gleich dem der feuchten Winterluft in Westeuropa, wobei dann allerdings die relative Feuchtigkeit 80—90 % ist.

Da die Luft in den Lungen sich auf Körpertemperatur erwärmt und mit Wasserdampf gesättigt wieder ausgeatmet wird, so haben manche gemeint, daß die absolute Luftfeuchtigkeit auch als klimatischer Faktor eine größere Rolle spielt, als der Grad der Sättigung der Luft mit Wasserdampf. In ganz trockener Luft verliert der Körper durch die Atmung täglich mehr als 430 g Wasser (das entspricht Sättigung bei 37° C. und 10 m^3 Luft pro Tag). Solche ganz trockene Luft atmet man aber den ganzen Winter hindurch im Freien in Ostsibirien und in den arktischen Gegenden; denn selbst in gesättigter Luft ist der Dampfdruck bei —30, —40, —50° C. nur mehr 0,4, 0,1, 0,04 mm. Die Luft ist fast absolut trocken. Und doch hört man keine Klage über die Lufttrockenheit, findet keinerlei Angabe über deren Wirkungen.

Ein ausgezeichneter Physiker und Naturforscher, A. Ermann, hat im Winter ganz West- und Ostsibirien bis Ochotsk durchreist, bei Kältegraden von 40—50° und darunter. Er schildert die Wirkungen der Kälte, aber keine Zeile erwähnt einer Wirkung der absoluten Lufttrockenheit; ebenso v. Middendorff und andere. Nur Payer spricht vom „quälenden Durst“, aber man muß dabei berücksichtigen, daß Payer und seine Gefährten die Schlitten mit den Vorräten etc. selbst gezogen haben, der Durst also Folge der großen körperlichen Anstrengung war[1]). An gleicher Stelle spricht aber Payer auch von dem durchdringenden Feuchtigkeitsgefühle, das bei großer Kälte um so fühlbarer wird (in Franz Josephs-Land, wo die relative Feuchtigkeit wegen der Nähe offener Meeresstellen sehr groß war). Daraus geht zur Genüge hervor, daß der Organismus selbst die extremste Wasserabgabe an die Luft durch die Atmung wenig verspürt. Immerhin wäre es aber interessant, ärztliche Berichte aus Orten in Sibirien, wo die Mitteltemperaturen im Winter zwischen —20 und —50° C. liegen, in dieser Hinsicht prüfen zu können.

Anders scheint es sich zu verhalten, wenn die eingeatmete Luft schon so viel Wasserdampf enthält, daß die Wasserabgabe aus der Lunge unterdrückt wird. Der Organismus scheint davon viel empfindlicher berührt zu werden. Relativ trockene Luft, welche einen so großen Wasserdampfgehalt hat, gibt es aber im Freien nirgends, und ist die Luft bei gleichem Dampfgehalt auch nahe gesättigt, also auch die relative Feuchtigkeit groß, dann ist

[1]) Daß das Durstgefühl im Freien bei —10 oder —20° im Winter bei weitem nicht so groß ist, als im Sommer bei 30°, hat wohl jeder an sich selbst erfahren.

auch die Verdunstung von der Hautoberfläche unterdrückt, die Luft wird als äußerst schwül empfunden, es ist aber dann nicht mehr zu trennen, was davon der Wirkung der gehemmten Wasserabgabe der Lunge oder der Haut zuzuschreiben ist[1]).

Für rein klimatologische Zwecke ist die relative Feuchtigkeit unstreitig der zweckmäßigste Ausdruck für den Grad der Luftfeuchtigkeit. Die relative Feuchtigkeit ist es, von welcher wir (meist unbewußt) sprechen, wenn wir die Luft als feucht oder trocken bezeichnen. Die Winterluft ist (in unserem Klima) feucht, trotz geringen absoluten Wassergehaltes, die Sommerluft trocken, trotz des 2—3mal größeren Wassergehaltes. Die relative Feuchtigkeit ist es, welche, neben der Temperatur, das Wasserbedürfnis der Organismen und die Verdunstung bedingt.

Die relative Feuchtigkeit ist auch keineswegs eine bloße Rechnungsgröße, sie ist ein ganz reeller klimatischer Faktor, was schon daraus hervorgeht, daß uns durch organische Substanzen direkt die relative Feuchtigkeit angegeben wird. Die organischen Substanzen sind alle mehr oder weniger hygroskopisch und ihr Zustand, soweit er von der Luftfeuchtigkeit abhängt, wird nicht von dem absoluten Wassergehalt der Luft, sondern von der relativen Feuchtigkeit bedingt. So kommt es, daß wir in den organischen Substanzen (Membranen, Haaren) ein vortreffliches Mittel haben, die relative Luftfeuchtigkeit direkt zu messen; alle anderen Feuchtigkeitsmessungen sind indirekt und bedürfen einer Berechnung, die zum Teil schwierig und weniger exakt ist (man denke an die Psychrometerangaben unter dem Gefrierpunkt) als die Feuchtigkeitsmessung mittels der Haarhygrometer. Die relative Feuchtigkeit ist demnach der natürlichste Ausdruck für die Luftfeuchtigkeit als klimatischer Faktor, sie reagiert unmittelbar auf die organischen Substanzen[2]).

[1]) Dr. Fleischer glaubt begründen zu können, daß „schwüle Luft solche ist, deren Taupunkt bei 19° C. liegt". (Gesunde Luft, Göttingen.)

[2]) Sresnewsky hat kürzlich eine mathematische Theorie des Haarhygrometers geliefert. Er weist nach, daß die Spannung der Flüssigkeit in den Poren des Haares den natürlichen Logarithmen der relativen Feuchtigkeit direkt proportional ist. Er gibt eine Formel, welche die Beziehung zwischen der relativen Feuchtigkeit und der Längenänderung des Haares zum Ausdruck bringt. (Dorpat 1895.)

Da die relative Feuchtigkeit meist einer großen täglichen Veränderung unterliegt, so ist es notwendig, in die klimatischen Tabellen die Mittelwerte für die einzelnen Beobachtungszeiten, also für den Morgen, Nachmittag und Abend, gesondert anzuführen, nicht bloß das Tagesmittel. (S. Tabelle S. 54. Kol. 1—5.) Es ist auch wichtig, die Minima der Feuchtigkeit mitzuteilen; von wesentlichem hygienischen Interesse wäre es auch, in klimatischen Monographieen für Kurorte die Veränderlichkeit der relativen Feuchtigkeit von einem Tag zum anderen in den Tagesmitteln, besser noch speziell auch für die Nachmittagsbeobachtung zu berechnen.

Die absolute Feuchtigkeit unterliegt nur einer so geringen täglichen Schwankung, daß die Monatsmittel aus den drei Beobachtungsterminen genügen.

In letzter Zeit hat man gegen die relative Feuchtigkeit als geeigneten Maßstab der Wirkung der Luftfeuchtigkeit auf den Organismus manche Einwendungen erhoben und als Ersatz dafür das „Sättigungsdefizit" vorgeschlagen. Die formelle Einwendung einiger Meteorologen gegen die Mittelbildung bei der relativen Feuchtigkeit braucht hier nur erwähnt zu werden [1]). Ich sehe darin keinen sachlichen Fehler bei richtiger Interpretation des Resultates. Dagegen ist es richtig, daß die Verdampfungsgeschwindigkeit nicht der relativen Feuchtigkeit, sondern genauer dem „Sättigungsdefizit" proportional ist. Man hat gegen die Benützung der relativen Feuchtigkeit ferner eingewendet, daß derselbe Grad der relativen Feuchtigkeit einen sehr verschiedenen Wert hat, bei verschiedenen Temperaturen, also daß z. B. eine Sättigung von 30 % bei 25° Luftwärme nicht gleichwertig ist mit 30 % bei −10° und auch verschieden auf den Organismus einwirkt, während das Sättigungsdefizit unabhängig von der Temperatur sei. Zur richtigen Würdigung eines bestimmten Grades der relativen Feuchtigkeit müsse man immer auch die gleich-

---

[1]) Im wesentlichen läuft dieselbe darauf hinaus, daß man Brüche von ursprünglich ungleichen Nennern einfach addiert und ein Mittel aus ihnen nimmt.

zeitig herrschende Temperatur in Betracht ziehen, bei dem Sättigungsdefizit sei dies nicht notwendig.

Es mag zugestanden werden, daß die Einführung des Sättigungsdefizits in die klimatischen Tabellen nicht unerwünscht wäre, damit man untersuchen könne, welche praktische Bedeutung demselben zukomme, und ob es in der That in dieser Beziehung vor der relativen Feuchtigkeit den Vorzug verdient.

Die üblichen Psychrometertafeln geben freilich direkt nur den Dampfdruck und die relative Feuchtigkeit, es ist aber leicht, denselben Tafeln den Dampfdruck der Sättigung bei der Temperatur des trockenen Thermometers (d. i. E) zu entnehmen, und den herrschenden Dampfdruck davon zu subtrahieren, wodurch man E—e, das Sättigungsdefizit, erhält. Wenn auch nicht ganz genau, aber für die praktischen Zwecke mit genügender Annäherung kann man auch noch hinterher aus den Mitteln der Lufttemperatur und des Dampfdruckes oder selbst der relativen Feuchtigkeit das Sättigungsdefizit ableiten.

Da man aber so weit gegangen ist, der relativen Feuchtigkeit überhaupt eine praktische Bedeutung abzusprechen, ja vorzuschlagen, dieselbe ganz aus den klimatischen Tabellen auszumerzen, so müssen wir gegen dieses vorschnelle Urteil Verwahrung einlegen und zeigen, daß gegen die alleinige Angabe des Sättigungsdefizits sich sehr gewichtige Gründe anführen lassen, und daß in den meisten Fällen wenigstens die relative Feuchtigkeit eine richtigere Beurteilung der „klimatischen Feuchtigkeit" gestattet, als das Sättigungsdefizit.

Zunächst ist es ganz unrichtig, daß das Sättigungsdefizit auch ohne Angabe der Lufttemperatur einen Maßstab für die klimatische Feuchtigkeit gewährt, und daß darin dessen wesentlicher Vorzug vor der relativen Feuchtigkeit besteht. Auch beim Sättigungsdefizit ist derselbe Grad bei verschiedenen Temperaturen ganz ungleichwertig.

Ich will dafür den Nachweis liefern. Unsere heiteren Wintertage, bei strengem Froste und frischen nördlichen oder östlichen Winden sind mit vollem Rechte als trocken zu bezeichnen nach ihren Wirkungen auf den Organismus.

Die Luft hat dann etwas Anregendes, Stimulierendes und auch sonst in ihren Wirkungen den Charakter der Trockenheit [1]). Dennoch ist das Sättigungsdefizit dann viel kleiner als im Sommer bei hoher Luftwärme und sehr schwüler, drückender Luft. Jeder aufmerksame Beobachter kennt die austrocknende Wirkung und die spezifischen schädlichen Einflüsse der trockenen Luft an manchen unserer Frühlingstage, und doch kann dann das Sättigungsdefizit kleiner sein als das der feuchtheißen Tropenluft, in welcher Eisen schnell rostet, auf Leder sich rasch Schimmel bildet, und der Europäer allen schädlichen Einflüssen einer warmen mit Wasserdampf nahe gesättigten Atmosphäre unterliegt. In diesen Fällen ist die relative Feuchtigkeit ein zutreffenderer Index dieser Wirkungen, als das Sättigungsdefizit.

In arktischen Gegenden kann die Luft im Winter sehr trocken sein, obgleich das Sättigungsdefizit wegen der niedrigen Temperatur immer sehr klein bleiben muß, denn bei —20° ist der Dampfdruck bei Sättigung nur mehr 0,9 mm, bei —30° bloß 0,4. Trotzdem lesen wir von Ostgrönland (Wintertemperatur —20°): „Die Luft war (im Winter) sehr trocken, selbst bei strengster Kälte wurde der menschliche Atem nicht als Nebel sichtbar, was in unserem feuchten Klima schon bei Temperaturen über Null Grad einzutreten pflegt.“ (Zweite deutsche Nordpolexpedition, II. Bd., 533.) In Franz Josephs-Land hingegen klagt Payer über durchdringendes Kältegefühl und setzt hinzu: „Minder lästig war das Feuchtigkeitsgefühl bei den grönländischen Schlittenreisen infolge der geringeren relativen Luftfeuchtigkeit.“ Ostgrönland hat stark vorherrschende N.- und NW.-Winde, welche relativ trocken sind, Franz Josephs-Land dagegen relativ feuchte Seewinde. Das Sättigungsdefizit war jedenfalls auf Franz Josephs-Land niedriger wegen der tieferen Temperatur (Mittel —28° im Winter), trotzdem war die Feuchtigkeit größer. Wie auch Payer sagt: „Der Hauch entströmt qualmend dem Munde, den Wanderer mit einer Dunsthülle von feinen Eisnadeln umgebend.“

Drastisch schildert v. Middendorff die Lufttrockenheit Ostsibiriens im Winter. Er sagt auch geradezu, daß es dem Menschen wohl unmöglich wäre, die ungeheueren Frostgrade Ostsibiriens bei nomadischer Lebensweise zu ertragen, wenn ihm nicht die Trockenheit der Luft zu Hilfe käme. Der durch die mensch-

[1]) Daß dies nicht der niedrigen Temperatur allein zuzuschreiben, bedarf kaum einer Hervorhebung, denn bei gleicher Temperatur und feuchter Luft sind die Wirkungen ganz andere.

liche Ausdünstung tagüber feucht gewordene Pelz wird über Nacht umgewendet auf den Schnee gelegt, am Morgen findet man ihn vollkommen trocken[1]). (Bei einem Sättigungsdefizit von 0,0 mm!)

Nehmen wir uns näher liegende Beispiele:

Wien, 6. und 7. Februar 1870. Ganz klare, reine Frosttage bei frischem Ostwind. Temperaturmittel —15,3° und —14,8°, Dampfdruck 0,46 und 0,49 mm. Relative Feuchtigkeit 76%, Sättigungsdefizit 0,4 (am 6. um 2 Uhr nachm. —9,2, 0,5 mm, 61%, Sättigungsdefizit 0,7). Jedermann wird diese Tage als sehr trocken bezeichnet haben.

Nehmen wir aber einen Sommertag mit nur 26° C. und einem Sättigungsdefizit von 0,4 mm. Schreckliche Schwüle! Wir brauchen nur die relative Feuchtigkeit aufzusuchen, sie ist 98%. So feuchte Luft haben wir glücklicherweise bei so hoher Temperatur in Wien niemals.

Ich nehme nun einen spezifisch feuchten, drückend schwülen Sommertag in Wien, den ich mir als solchen notiert habe. Es ist der 7. Juli 1870. Nachm. 1½ Uhr gab es kurzes Gewitter mit 8 mm Regen, dann wieder Sonne, abends abermals Gewitter mit 29 mm Regen, Wind NW.

Stunde	6 Uhr V.	2 Uhr N.	6 Uhr N.	10 Uhr A.
Temperatur	22,8°	24,3°	24,0°	19,8° C.
Dampfdruck	14,9	15,9	17,1	15,8 mm
Relative Feucht.	73	71	77	93 %
Sättigungsdefizit	5,7	6,7	5,1	1,4 mm

Es kann also mit dem zehn- und fünfzehnfachen Sättigungsdefizit eines trockenen Wintertages im Sommer eine sehr feuchte, sehr schwüle Luft verbunden sein. Die mittlere relative Feuchtigkeit war 79%, also etwas größer als die der oben angeführten trockenen Wintertage.

Einer der trockensten Frühlingstage, den ich finden konnte, war der 21. April 1885.

	7 Uhr	2 Uhr	9 Uhr
Temperatur	14,2°	22,8°	17,6° C.
Dampfdruck	4,4	5,2	5,1 mm
Relative Feucht.	36	25	34 %
Sättigungsdefizit	7,6	15,4	9,8 mm

Hier tritt allerdings auch im Sättigungsdefizit die Lufttrockenheit sehr entschieden hervor, noch unzweideutiger aber in der relativen Feuchtigkeit. Eine mittlere relative Feuchtigkeit von 32% wird ohne Rücksicht auf die Temperatur sogleich als Index für eine sehr trockene Luft angesprochen werden können, nicht so ein mittleres Sättigungsdefizit von 10,9 mm.

In Batavia hatte z. B. der 23. Januar 1882 um 2 Uhr nachmittags bei 29,8° Luftwärme ein Sättigungsdefizit von 10,9 mm,

[1]) Reise im äußersten Norden und Osten Sibiriens. Bd. IV, S. 393 etc.

relative Feuchtigkeit 65 %. Das ist, für den Europäer wenigstens, schon eine feuchte, drückende Luft. Ich habe die Beobachtungen zu Batavia speziell durchgesehen und gefunden, daß in der dort so überaus feuchten Regenzeit (Dezember—Februar) häufig bei sehr schwüler Luft (hohe Temperatur und große relative Feuchtigkeit) ein Sättigungsdefizit von 6—8 mm vorkommt. Der feuchtheiße Januar, in dem 400 mm Regen fallen, hat bei einer mittleren Temperatur von 25,3° eine relative Feuchtigkeit von 88 % und ein Sättigungsdefizit von 3,0, während der April in Wien, der eine trockene Luft hat, bei einer Mitteltemperatur von 9,7° und 66 % relativer Feuchtigkeit fast dasselbe Sättigungsdefizit aufweist, nämlich 3,1 mm. Die Luftfeuchtigkeit in Batavia in der Mitte der Regenzeit, wo die Luft so feucht ist, daß man nach Dr. Junghuhn nicht weiß, wie man selbst in den Häusern seine Sachen vor dem Verderben durch die Feuchtigkeit schützen soll, ist also, nach dem Sättigungsdefizit gemessen, so groß wie bei uns im Frühling[1]). Dieses frappierende Unvermögen des Sättigungdefizites, das feuchtheiße Tropenklima sowie die Schwüle unserer Sommertage zum Ausdrucke zu bringen, liegt eben darin, daß, während eine relative Feuchtigkeit von 80 % und darüber bei jeder Temperatur als feucht empfunden wird, natürlich noch gesteigert mit zunehmender Wärme, das Sättigungsdefizit bei den gleichen hohen Sättigungsgraden mit zunehmender Temperatur wächst, also eine Abnahme der Feuchtigkeit, oder Zunahme der Trockenheit angibt, gerade im Gegensatz zu unserem Feuchtigkeitsgefühl und den Wirkungen der Feuchtigkeit auf den Organismus.

Denecke meint, daß die Ursache, weshalb uns in den klimatischen Tabellen der Unterschied der Lufttrockenheit im Osten der Vereinigten Staaten und in Westeuropa nicht so drastisch entgegentritt, wie er in Wirklichkeit bestehen soll, eben darin seinen Grund hat, daß wir gewohnt sind, die klimatische Luftfeuchtigkeit durch die relative Feuchtigkeit auszudrücken, daß dagegen im Sättigungsdefizit dieser Unterschied richtig zum Ausdruck kommen würde. Darin täuscht er sich aber erheblich, und zwar schon darin, daß im Osten der Vereinigten Staaten nicht der Sommer auffallend trocken ist, sondern gerade umgekehrt der Winter. Der Sommer ist feucht-heiß bei Seewinden und bedeutenden Regenmengen, der Winter dagegen ist trocken mit stark vorherrschenden Landwinden (Nordwest). Leider besitzen wir aus Nordamerika keine genügenden klimatischen Mittelwerte. Im folgenden mag der Winter und Sommer von New York mit jenen von Wien und Oxford verglichen werden.

---

[1]) Man lese ferner die so beredte Schilderung der Leiden des Europäers während der Regenzeit in Senegambien, speziell in St. Louis, von dem Marine-Chefarzt D. A. Borius. (Les maladies du Sénégal. Paris 1882, S. 124 etc.) Die Temperatur beträgt dann im Mittel 27,6° und steigt kaum über 31°, das mittlere Sättigungsdefizit ist dabei 5,5 mm wie bei uns im Mai und Juni, aber die relative Feuchtigkeit ist nahe 80 %.

Wintermittel:

	New York	Wien	Oxford
Temperatur . . .	—1,0°	—0,6°	4,2° C.
Dampfdruck . . .	3,3	3,7	5,4 mm
Relative Feuchtigk. .	78	82	87 %
Sättigungsdefizit . .	0,9	0,7	0,7 mm
Regenmenge . . .	237	111	148 mm

Nach dem Sättigungsdefizit beurteilt ist der Winter in Wien so feucht wie in Oxford, was entschieden nicht richtig ist; relative Feuchtigkeit, Dampfdruck und Regenmenge liefern hingegen einen viel richtigeren Maßstab für die klimatische Feuchtigkeit eines englischen Winters. Desgleichen unterscheiden sich nach dem Sättigungsdefizit Oxford und Wien nur wenig von New York, die Trockenheit der Winterluft in Nordamerika kommt also nicht entsprechend zum Ausdruck. Dagegen spricht der Unterschied der relativen Feuchtigkeit zwischen Oxford und New York genügend deutlich für die größere Trockenheit des letzteren Ortes und ganz entschieden, wenn man zugleich die strengere Winterkälte der Vereinigten Staaten im Auge behält.

Sommermittel:

	New York	Wien	Oxford
Temperatur . . .	22,8°	19,5°	15,8° C.
Dampfdruck . . .	14,2	10,8	10,1 mm
Relative Feuchtigk.	68	64	75 %
Sättigungsdefizit .	6,5	6,3	3,3 mm
Regenmenge . . .	355	203	192 mm

Nach dem Sättigungsdefizit wäre Wien etwas feuchter wie New York, während es thatsächlich trockener ist. Die feuchte schwüle Hitze des amerikanischen Sommers kommt im Sättigungsdefizit nicht zum Ausdruck, dasselbe würde deshalb für sich allein irreführend sein. Oxford ist kühl und feucht.

Auch G. Schott kommt zu dem Schlusse, daß das Sättigungsdefizit das Wesen der Luftfeuchtigkeit oft ganz falsch charakterisiert[1]). Von den Nachweisen, die er dafür mitteilt, führen wir nur einen Fall an: „Im indischen Kalmengürtel war bei einer relativen Feuchtigkeit von 81 % und 21,5 mm Dampfdruck, das Sättigungsdefizit 5,0 mm, dagegen waren die entsprechenden Zahlen im indischen Passatgebiet 79 %, 18,6 und 4,5 mm. Dem Sättigungsdefizit zufolge wäre also die Luft im Passat feuchter gewesen, als im Kalmengürtel, was natürlich

---

1) Wissenschaftl. Ergebn. einer Forschungsreise zur See. Pet. Mitt., Ergänzungsh. 109, S. 122 etc. Gotha 1893.

keineswegs zutrifft." Die Ursache der falschen Charakterisierung der Feuchtigkeit durch das Sättigungsdefizit liegt hier darin, daß die Temperatur im Kalmengürtel 27,0 ° war, im Passatgebiet wenig über 25 °. Dieser geringe Temperaturunterschied genügt schon, daß das Sättigungsdefizit trockenere Luft als feuchter erscheinen läßt.

Diese speziellen Fälle mögen genügende Nachweise für den Satz liefern: Das Sättigungsdefizit gestattet ohne gleichzeitige Berücksichtigung der Temperatur keine richtige Beurteilung der klimatischen Feuchtigkeit, es steht hierin der relativen Feuchtigkeit sogar nach. Es wäre daher durchaus nicht anzuraten, statt der relativen Feuchtigkeit das Sättigungsdefizit einzuführen, das letztere kann nur nebenbei zur Untersuchung seiner Verwertung in Hygiene und Therapie empfohlen werden.

Das Sättigungsdefizit hat als klimatischer Faktor auch den Nachteil, daß es keine so unmittelbare Vorstellung von der Feuchtigkeit der Luft gestattet als die relative Feuchtigkeit. Von einer relativen Feuchtigkeit von 50 bis 80 % kann ich mir sogleich eine ganz bestimmte Vorstellung machen, wenn ich nur weiß, auf welche Zeit und welchen Ort, also auf welche Temperatur (ganz beiläufig, das genügt) sie sich bezieht. Nicht so von einem Sättigungsdefizit, z. B. von 2 oder 8 mm. Man muß da die Temperatur genauer kennen, um beurteilen zu können, ob die Luft dabei klimatisch feucht oder trocken ist (schwül, drückend oder anregend, stimulierend wirkt).

Nach Pettenkofer und Voit gibt ein Mensch täglich 900 g Wasser durch Haut und Lungen ab, davon kommen 0,6 oder 540 g auf die Haut allein, und es bringen schon Schwankungen von 1 % der relativen Feuchtigkeit merkliche Aenderungen in der Hautausdünstung hervor. Wird die Verdunstung durch Haut und Lungen verringert, so erhöht sich die Urinsekretion, sowie auch in vielen Fällen jene des Darmes. Plötzliche Schwankungen der Feuchtigkeit wirken deshalb sehr empfindlich auf einen kranken Organismus. Zunächst äußern sie sich durch plötzliche Vermehrung oder Verminderung des Blutdruckes. Zu einer vollständigen klimatographischen Beschreibung mit Rücksicht auf die Hygiene würde daher wie schon bemerkt auch die Berechnung der Veränderlichkeit der relativen Feuchtigkeit nötig sein.

Das wasserärmere Blut in trockenen Klimaten wirkt als ein

intensiveres Stimulans auf das Nervensystem und steigert dessen Funktionen; die Folgen sind Aufregung, Schlaflosigkeit. Diese Wirkung tritt auch anfänglich bei Gesunden ein, die in ein trockenes Klima oder ein Höhenklima kommen, sie äußert sich in einer gewissen Unruhe. Das Höhenklima ist selbst bei größerer relativer Feuchtigkeit dem trockenen Klima tieferer Orte in dieser Beziehung gleichzustellen, weil der verminderte Luftdruck die Verdunstung steigert.

Feuchte Luft (sowie erhöhter Luftdruck) äußern folgende Einflüsse auf den Organismus: Herabstimmung der Funktionen des Nervensystems, ruhiger Schlaf, vermehrte Kohlensäureausscheidung, verlangsamte Blutbewegung. Dagegen hat trockene Luft (und verminderter Luftdruck) folgende Einflüsse: Nervöse Aufregung, Schlaflosigkeit, Pulsbeschleunigung, größere Hauttrockenheit, Wärmeverminderung (Thomas, Beiträge zur Allg. Klimatologie. Erlangen 1872).

Die Temperaturschwankungen äußern auf den Organismus einen verschiedenen Einfluß, je nachdem die Luft relativ feucht oder trocken ist. Bei hoher relativer Feuchtigkeit wirkt eine geringe Abkühlung schon sehr empfindlich und nachteilig, in trockener Luft dagegen ist dieselbe von keinem unangenehmen Gefühl und schädlichen Folgen begleitet[1].

Die Bewohner der Wüsten und trockener Gegenden überhaupt vertragen ohne Unannehmlichkeit große Temperatursprünge, die in feuchteren Klimaten sehr schädlich wirken würden. Es sind demnach die Temperaturschwankungen in Bezug auf ihren Einfluß auf den Organismus in verschiedenen Klimaten nicht gleichwertig[2].

---

[1]) G. v. Liebig, Ventilation und Erwärmung in pneumatischen Kammern. München 1869.

[2]) Ueber den physiologischen Einfluß der relativen Feuchtigkeit möge folgende Stelle aus E. Desors bekanntem Vortrag über das Klima der Vereinigten Staaten hier Platz finden:

L'un des traits physiologiques de l'Américain c'est l'absence d'embonpoint. Parcourez les rues de New York, de Boston, de Philadelphie, sur cent individus qui vous coudoient vous en rencontrerez à peine un qui ait de la corpulence; encore se trouvera-t-il le plus souvent que cet individu est un étranger ou d'origine étrangère. — Ce qui nous frappe surtout chez les Américains, c'est la longueur du cou; non pas, bien entendu, qu'ils aient le cou absolument plus long que nous; mais parce qu'étant plus grêle, il paraît d'autant plus allongé. A leur tour les Américains reconnaissent facilement l'Européen aux caractères contraires. — Desor führt dann aus, daß diese Unterschiede nicht allein das Resultat einer geringeren Entwickelung des Muskelsystems der Amerikaner sind, sie hängen auch vornehmlich ab von einer geringeren Entwickelung des Drüsensystems, welchen Umstand er der besonderen Aufmerksamkeit der Physiologen empfiehlt. — Desgleichen ist die große nervöse Reizbarkeit, die hastige, rastlose Thätigkeit der Bewohner der Vereinigten Staaten der größeren relativen

2. Atmosphärische Niederschläge als Regen, Schnee (Hagel), Tau (Reif) (s. S. 84, Kol. 6 u. 7).

In mancher Hinsicht ist die Regenmenge das wichtigste klimatische Element gleich nach der Temperatur. Der Regenfall entscheidet über die Produktivität einer Erdstelle. Das Ausmaß der Wärme und des Niederschlages ist eine der wichtigsten natürlichen Hilfsquellen eines Landes [1]).

Die Niederschläge werden klimatologisch repräsentiert durch:

Trockenheit des amerikanischen Klimas zuzuschreiben. Daß in dieser letzteren der Grund der oben angeführten Unterschiede zwischen dem Europäer und Amerikaner liegt, zeigt sich darin, daß schon die Einwanderer aus Europa diesen Einflüssen unterliegen, anderseits die Amerikaner in Europa bald an Korpulenz zunehmen.

Die Saharareisenden, namentlich aber Dr. Nachtigal, haben uns zwar in dem großen Unterschiede, der zwischen den Bewohnern der Wüste und den Einwohnern des feuchten Sudan besteht, ein noch viel auffallenderes Beispiel des Einflusses der relativen Feuchtigkeit der Luft auf die körperlichen und geistigen Eigenschaften des Menschen gegeben, aber hier ist auch der Unterschied der absoluten Feuchtigkeit in der Wüste und im Sudan sehr groß, wenngleich sich durch Herbeiziehung anderer Beispiele zeigen ließe, daß es hauptsächlich auf die relative Feuchtigkeit ankommt. Die östlichen Vereinigten Staaten haben aber dieselbe oder eine höhere absolute Feuchtigkeit, wie West- und Mittel-Europa (z. B. Philadelphia Winter 3,7, Sommer 15,0, Jahr 8,5 mm; Wien Winter 3,7, Sommer 10,6, Jahr 6,9; Oxford Winter 5,4, Sommer 10,1, Jahr 7,3. Hier liegt also offenbar, daß es die relative Feuchtigkeit ist, welche die Unterschiede in manchen körperlichen und geistigen Eigenschaften bedingt.

1) Wills stellt folgende Tabelle auf über die Zunahme an Erträgnis in den Weidebezirken von Australien und Argentinien mit der Zunahme des Regenfalls (engl. Zoll u. engl. Quadratmeilen).

Distrikt	Regenmenge	Schafe pro Meile	Zunahme für jeden Zoll Regen
Südaustralien . . .	8—10 Zoll	8—9	1 Schaf pro Meile
Neu-Süd-Wales (1) .	9 + 4 „	96	22 Schafe „ „
„ „ „ (2) .	9 + 4 + 7 „	640	70 „ „ „
Buenos Aires .	9 + 4 + 7 + 14 „	2630	140 „ „ „

In den Weizenbaudistrikten von Südaustralien findet man, daß das Ernteerträgnis pro acre in bushels fast genau so zunimmt wie der Regenfall in den 6 Wintermonaten in englischen Zollen, denn es gaben 7 bessere Jahre 12,4 bushels bei 18,5 Zoll Regen, die 5 nächst guten Jahre mit 10,0 bushels hatten 15,4 Zoll und 6 schlechte Jahre mit 6,6 bushels hatten 13,5 Zoll Regen, die mittlere Differenz: Regen — bushels ist 6,1.

„Land ohne Regen ist nichts wert, Land in einem Klima, wie es Australien hat, mit weniger als 10 Zoll Regen ist nahezu nichts wert, Regenwasser ohne Land, wenn es aufgespeichert werden kann, ist sehr viel wert.“ Wills, Rainfall in Australia. Scottish Geogr. Mag. Vol. III.

Rawson hat für Barbados eine einfache Formel aufgestellt, mittelst welcher man den Export an Zucker für das kommende Jahr aus dem Regenfall des gegenwärtigen Jahres recht genau ableiten kann. Die Rechnung ist in den meisten Fällen auf 6% genau. (Report upon the Rainfall of Barbados. By Governor Rawson. Z. 74, S. 318.) Aehnliche Berechnungen hat man für Jamaika angestellt. 56 Zoll Regen geben dort 1441 casks pro acre, 76 Zoll dagegen 1559, um circa 1/10 mehr, was einen Mehrwert der Ernte um 100000 £ bei Zucker allein entspricht. (Nature Vol. 31, p. 538.)

a) die Monats- und Jahressummen der Wasserhöhe der gesamten Niederschläge[1]) (Schnee geschmolzen und wie der Regen als Wasserhöhe gemessen). Wichtig ist noch die Angabe der Maxima der Wassermenge pro Tag und etwa auch pro Stunde, oder überhaupt für kürzere Zeiträume.

b) die Zahl der Tage mit Niederschlägen überhaupt d. i. jener Tage, welche eine Niederschlagshöhe von mindestens 0,1 mm gegeben haben (die Tage mit Taufall sind also, in unseren Klimaten wenigstens, höchst selten mit einzurechnen), außerdem die Zahl der Tage mit 1 mm und darüber, weil dies die Vergleichbarkeit erleichtert[2]). Die Zahl der Tage mit Niederschlägen ist ein klimatisches Element, welches stets neben den gemessenen Wassermengen selbst angegeben werden sollte, da es namentlich für die Vegetation von größter Wichtigkeit ist, auf wie viele Tage sich die angegebene Niederschlagsmenge eines Monats verteilt hat. Trotz erheblicher Regenmengen kann große Dürre bestehen, wenn der Regen an einem oder nur an wenigen Tagen gefallen ist, während die übrigen Tage bei höherer Temperatur trocken blieben.

Wollny betont in seinen Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Bodenfeuchtigkeit und Niederschlägen die Wichtigkeit stärkerer Niederschläge gegenüber häufigeren, die wenig nützen, weil sie zu rasch verdunsten. Er meint, daß ein täglicher Regenfall von 2 mm im Sommer weniger nützt, als die gleiche Quantität von 180 mm in bloß 10—12 Niederschlägen. (Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik XIV, 1891, S. 143.) Es scheint uns dabei doch eines übersehen zu werden, d. i. daß die kleinen häufigen Niederschläge fast immer auch weit verbreitet sind. Sie erhalten deshalb eine konstant hohe Luftfeuchtigkeit, andauernde Bewölkung und schützen so den Boden vor Verdunstung. Anders die kurzen starken Platzregen, der größte Teil des gefallenen Wassers fließt oberflächlich ab, und da sie meist lokal sind, so ist die Luft alsbald wieder trocken und die Sonne dörrt rasch den Boden aus. Man weiß ja, daß nach schweren

---

1) Es genügt vollkommen, die Niederschlagshöhe in ganzen Millimetern anzugeben.

2) Die Zahl der Tage mit geringen Niederschlägen unter 1 mm variiert erheblich mit der Sorgfalt der Beobachter, Art und Größe des Regenmessers, dessen Aufstellung etc. Daher ist es zu genaueren Vergleichungen sehr erwünscht, die Zahl der Tage mit Niederschlägen von 1 mm und darüber daneben mitzuteilen.

Regen der Boden nicht tiefkotig wird, er wird durch sie wie eine Tenne gefestigt, und alsbald wieder trocken. Die kleinen häufigen Regen weichen dagegen den Boden auf, und geben deshalb auch allmählich Wasser an die tieferen Schichten ab, oder erhalten wenigstens den vorhandenen Wasservorrat.

Bei Versuchen ist das natürlich anders, weil man die wichtigen Begleiterscheinungen häufiger, wenn auch schwacher Regen, die konstant hohe Luftfeuchtigkeit und stärkere Bewölkung des Himmels, durch häufiges schwaches Begießen des Bodens nicht zugleich mit erzielt. Da ist natürlich selteneres aber starkes Begießen wirksamer. Dann verhält sich geneigter Boden, wie er in der Natur zumeist vorkommt, ganz anders gegen die Niederschläge, als ein ebener Boden.

Woeikof möchte Gewicht legen auf die Dauer der Niederschläge, und gewiß mit Recht[1]). Leider sind vergleichbare Angaben darüber nicht leicht zu erhalten. Köppen hat sich bemüht, eine Methode anzugeben, wie diesem Uebelstande abzuhelfen wäre (Deutsche Meteorol. Zeitschr. 1885, S. 10. Zur Charakteristik der Regen in Nordwesteuropa und Nordamerika. Der Artikel enthält auch klimatologisch interessante Tabellen. Man vergleiche ferner H. Meyer Z. 87, S. 415 und Archiv der deutschen Seewarte XI. Nr. 6, 1889: Die Niederschlagsverhältnisse Deutschlands).

Die Häufigkeit der Regentage und die Regendauer brauchen keineswegs gleichen Schritt zu halten. Bei Paris und Perpignan ist dies (nach Registrierungen) allerdings der Fall. Paris hat 169,5 Regentage und 654 Regenstunden, Perpignan 84,3 Regentage und 312 Regenstunden, also die Hälfte. Die Anzahl der Regenstunden pro Regentag ist an beiden Orten gleich (3,8). Im allgemeinen ist man geneigt anzunehmen, daß im mediterranen Klima ein Regentag eine geringere Zahl von Regenstunden bedeutet als im mittleren Europa.

Von großem Interesse ist ferner die Angabe der mittleren Häufigkeit der Tage mit Niederschlag von einer bestimmten Größe, z. B. von 5, 10, 20, 30, 50 mm und mehr; der Schwellwert 25 mm könnte eingeschaltet werden, weil er gleich 1 engl. Zoll ist, also

---

[1]) Die Klimate der Erde I, S. 32.

eine Vergleichbarkeit mit Auszählungen aus englischen Beobachtungsjournalen sichert. Vorteilhafter ist es dabei, die Auszählung nach Gruppen vorzunehmen, also 1—5, 5,1—10 etc. Hoppe hat derart in zweckmäßiger Weise Tage mit leichtem Regen (bis 1 mm), mäßigem (1,1 bis 5 mm), starkem (5,1—10 mm) und sehr starkem Regen (über 10 mm) unterschieden. Solche Auszählungen und darauf gegründete Mittelbildungen dienen jedenfalls zur besseren Charakterisierung der Niederschlagsverhältnisse eines Ortes und sind von praktischer Wichtigkeit. (Vergl. Meyer, Anleitung, S. 132 etc.)

Dividiert man die mittlere Zahl der Niederschlagstage eines Monats (oder auch eines kürzeren Zeitraums) durch die Gesamtzahl der Tage desselben, so erhält man einen Ausdruck für die Regenwahrscheinlichkeit in diesem Zeitabschnitt. So hat z. B. Wien im Juli durchschnittlich 13,3 Regentage, die Regenwahrscheinlichkeit ist demnach 0,43, der September hingegen hat nur 8,3 Regentage, die Regenwahrscheinlichkeit ist also 0,28; auf Lesina ist die Regenwahrscheinlichkeit im Sommer bloß 0,10. Während man also in Wien im Juli auf je zehn Tage vier Regentage rechnen muß, kommt im Sommer zu Lesina bloß ein Regentag auf die Dekade. Die Zahlen der Regenwahrscheinlichkeit ergänzen in wesentlicher Form die Angaben über die Niederschlagshöhen, sie sind für die Pflanzengeographie und für Fragen der Bodenkultur sehr wichtig.

Dividiert man die Regensumme eines Monats durch die Zahl der Regentage, so erhält man einen Ausdruck für die Intensität der Regen, die sogen. „Regendichtigkeit". Reellere Werte für die Intensität der Regen würde die Division durch die Zahl der Regenstunden liefern. So hat z. B. Paris eine mittlere Regenmenge von 574 mm, eine Regendichte pro Tag von 3,4 mm (August 4,4) und pro Stunde von 0,9 mm (August 1,6). Perpignan dagegen mit 598 mm hat eine Regendichte pro Tag von 7,1 mm (Dezember 12,1) und pro Stunde 1,9 (August 3,0). Die Intensität der Regen ist in Perpignan 2mal so groß als in Paris.

Von erheblicher klimatischer Bedeutung wäre noch (bei eingehender monographischer Bearbeitung der klimatischen Elemente eines Ortes) die Konstatierung der mittleren Häufigkeit der längeren und jene der längsten Trocken- und Regenperioden; also die Auszählung aus den Beobachtungsjournalen, wie viele Tage hintereinander kein Regen gefallen, oder ob es jeden Tag geregnet hat, mit Unterscheidung nach Jahreszeiten.

Neben den Tagen mit Niederschlägen ist die Zahl der Tage mit Schneefall gesondert anzuführen, sowie die Höhe der Schneelage; auch die Dauer der Schneedecke, das mittlere Datum des ersten und letzten Schneefalls sind wünschenswerte klimatische Angaben. Desgleichen gehören hierher die Tage mit Hagel und die Tage mit Gewitter [1]; diese letzteren vervollständigen das klimatische Bild, wenn sie auch kein einflußreiches Element des Klimas sind.

C. Bewölkung. Wichtig ist der Grad der Bedeckung des Himmels mit Wolken. Derselbe ist in Hundert- oder Zehn-Teilen der ganzen Himmelsdecke auszudrücken, so daß also die Bewölkung 63 oder 6,3 z. B. anzeigt, daß 63 % des ganzen Firmaments von Wolken eingenommen war (s. S. 84, Kol. 8). Die bloße Angabe der Zahl der heiteren, wolkigen und trüben Tage allein, die noch vielfach üblich, ist zu wenig präzis als Ausdruck eines so wichtigen klimatischen Faktors. Solange wir nämlich der direkten Messung der Intensität der Sonnenstrahlung entbehren, ist die Angabe des mittleren Grades der Bewölkung in den einzelnen Monaten noch der einzige Anhaltspunkt zur Beurteilung der direkten Wirkung der Licht- und Wärmestrahlung in einem Klima. Der Grad der Himmelsbedeckung, die Bewölkung, zeigt meist eine ziemlich große tägliche Variation, es ist deshalb zur vollen Charakterisierung derselben empfehlenswert, auch die Monatsmittel für die einzelnen Beobachtungszeiten, wenigstens für Morgen, Nachmittag und Abend anzugeben. Daneben soll die Zahl der heiteren

[1] Man ist übereingekommen, nicht die Zahl der Gewitter, sondern die Zahl der Tage mit Gewittern zu verzeichnen.

Tage (mittlere Bewölkung 0 bis 2) und der trüben Tage (mittlere Bewölkung über 8) stets angegeben werden. In neuerer Zeit hat man angefangen, die Dauer des Sonnenscheins mittels des Campbellschen Sonnenschein-Autographen, den Stokes verbessert hat, direkt zu registrieren. Es bezeichnet dies einen großen Fortschritt in der Messung eines der wichtigsten klimatischen Faktoren (16jährige Mittel für Wien siehe auf Seite 84, Kol. 8b; Kol. 8c gibt das Verhältnis zur möglichen Dauer des Sonnenscheins). Da nicht alle Stationen einen hinreichend freien Horizont haben, zudem die Registrierungen der tief stehenden Sonne an Vergleichbarkeit zu wünschen übrig lassen, wäre es empfehlenswert, neben der gewöhnlichen Angabe der totalen Dauer des Sonnenscheins noch die Häufigkeit des Sonnenscheins von 8^h oder 9^h a. m. bis 4^h oder 3^h p. m. separat mitzuteilen. Vor allem muß natürlich die Angabe der stündlichen Häufigkeit empfohlen werden.

Der Nebel, die auf der Erde aufliegende Wolke, kommt klimatographisch nicht bloß deshalb in Betracht, weil er die Insolation wie auch die nächtliche Wärmeausstrahlung hemmt, sondern auch als Quelle atmosphärischer Feuchtigkeit, die allerdings in den meisten Fällen keine meßbare Niederschlagsmenge gibt, aber für die Vegetation dennoch letztere zum Teil ersetzen kann. Unter Bäumen kann bei stärkerem Nebel die Traufe wie ein leichter Regen den Boden tränken. Bei Nebel kommen auch oft große Temperaturunterschiede auf geringe Entfernungen hin vor. Die Zahl der Nebeltage gehört deshalb zu den wesentlicheren klimatischen Faktoren; wünschenswert sind daneben Angaben über die Dauer der Nebeldecke, ob sie bloß morgens und etwa wieder abends der Erde auflagert, oder zu gewissen Jahreszeiten selbst den ganzen Tag über anhält.

So wie der Nebel ersetzt auch der Tau in manchen Klimaten während der trockenen Jahresperioden den Regen und tränkt überall die Vegetation mit seiner Feuchtigkeit, ohne daß dieselbe in der gemessenen Niederschlagsmenge erscheint. Diese letztere gibt demnach

nicht die ganze atmosphärische Wasserdampfkondensation an, welche der Vegetation zu gute kommt.

Es ist bisher nicht geglückt, ein allgemein anwendbares Instrument zur Taumessung (Drosometer) zu konstruieren; eine Hauptschwierigkeit liegt darin, daß die Quantität des Tauniederschlages von der Natur des Körpers abhängig ist, der der nächtlichen Erkaltung ausgesetzt wird. Um die Quantität des Wassers zu erhalten, welche sich auf den Pflanzenblättern niederschlägt, müßte man letztere selbst zur Taumessung verwenden. In den meisten Klimagebieten ist übrigens auch die Taumenge einer Nacht so gering, daß es überhaupt schwer hält, sie zu messen, bevor sie wieder verdunstet ist. In manchen Tropengegenden, auch bei uns in Gebirgsthälern an heiteren Sommermorgen, ist jedoch der Taufall so reichlich, daß er die Wassermenge eines schwachen Regenfalls liefern kann; im trockenen Innern der Kontinente fehlt der Tau hingegen örtlich ganz[1]).

D. Die Winde. Die Luftströmungen treten in mehrfacher Hinsicht als wichtige klimatische Faktoren auf. Zunächst ist es die Stärke der Bewegung der Luft selbst, ohne Rücksicht auf ihre Richtung, welche in Betracht kommt. Die Bewegung der Luft steigert die Verdunstung und die Austrocknung des Bodens und vermehrt dadurch das Wasserbedürfnis der Organismen. Häufig bewegte Luft erhöht das „Evaporationsvermögen“ des Klimas. Dies ist die eine Seite, die andere besteht in der Wir-

---

[1]) Taumesser wurden in letzter Zeit angegeben von Houdaille in Montpellier (Z. 93, S. 433) und von Fr. v. Kerner (Z. 92, S. 106). In dem trockenen Klima von Montpellier ist der Taufall ziemlich gering, 109 Tautage im Jahre ergaben bloß 8,3 mm Niederschlagshöhe; 0,3 – 0,4 mm lieferten nur die stärksten Taufälle. Homén schätzt nach seinen Versuchen in Finnland die Wassermenge eines reichlichen Taufalls auf grasbewachsenem Boden auf 0,1—0,2 mm; Dines in England auf kaum 0,1 mm, und die gesamte jährliche Wasserhöhe des Taufalls zu 26 mm; Wollny für München zu 30 mm (Z. 92 [93]). Im Gebirge und in den Tropen an Küsten und auf Inseln entspricht aber der Taufall erheblichen Niederschlagsmengen. Pechuël Lösche veranschlagt den Taufall einer günstigen Nacht an der Loango-Küste auf 3 mm, und solcher Nächte gab es in der Trockenzeit viele. Schon vor Mitternacht hatten sich zuweilen auf dem mit grüner Oelfarbe angestrichenen Beobachtungstische große Pfützen gebildet (Loango-Exped. III. S. 72). Gräffe sagt von den Samoainseln, daß in der Trockenzeit die Taubildung so reichlich ist, daß in den Wäldern alsdann oft ein feiner Regen entsteht, der den frühen Wanderer auf den engen Pfaden bis auf die Haut durchnäßt (Z. 74, S. 134). Aehnliches kann einem auch in unseren Alpen begegnen. Die jetzt vielfach vertretene Ansicht von der Nutzlosigkeit des Taues für die Vegetation schießt wohl ebenso weit über das Ziel hinaus wie die früher herrschende Ueberschätzung der Wichtigkeit desselben. Nach Versuchen von E. Burt absorbieren die Blätter wachsender Pflanzen das Wasser in der Nacht, wenn sie feucht sind und in einer feuchten Atmosphären sich befinden, also unter den Verhältnissen des Taufalls (Science Vol. XXII, 1893, S. 31).

kung des Windes auf das Wärmegefühl, auf die physiologische Temperatur, welche nicht durch das Thermometer angegeben wird. Winde wirken in den meisten Fällen erkältend durch raschere Wärmeentziehung; dieselbe niedrige Lufttemperatur, die bei Windstille leicht erträglich, ja behaglich und anregend ist (namentlich auch für den Ernährungsprozeß), wird bei stärkerer Luftbewegung unerträglich oder wenigstens unangenehm. Der Wind, wenn nicht sehr feucht, macht umgekehrt sehr hohe Temperaturen viel erträglicher, indem er die Verdunstung steigert. Anderseits kann er dadurch für die Vegetation durch rasches Vertrocknen der zarteren Teile der Pflanzen schädlich werden. Klimate mit stärkerer Luftbewegung haben im allgemeinen auf den menschlichen Organismus eine anregende, die Thätigkeit begünstigende Wirkung; Klimate mit toter Luft einen abspannenden, die Lethargie begünstigenden Einfluß. Die stete Lufterneuerung durch den Wind ist an Orten, wo sich eine zahlreiche Bevölkerung dicht zusammendrängt, von nicht geringer hygienischer Bedeutung[1]).

Es wäre demnach sehr wichtig, die Klimate in Bezug auf die Stärke der Luftbewegung an sich miteinander vergleichen zu können. Leider ist dies gegenwärtig noch kaum möglich. Die Windstärke wird an den meisten meteorologischen Stationen bloß geschätzt, indem man mit 0 Windstille, mit 6 oder 10 (12 zur See) die Luftbewegung des heftigsten Sturmes bezeichnet, für die zwischenliegenden Windstufen aber die Zahlen möglichst der Windstärke entsprechend wählt.

Es ist klar, daß man auf diesem Wege recht gut zur Kenntnis der täglichen und jährlichen Periode der Windstärke eines Ortes gelangen kann, daß aber die Schätzungen an verschiedenen Orten kaum miteinander

---

[1]) In den Tropengegenden ist die Stagnation der Luft in eingeschlossenen Thalkesseln oft der Grund großer sanitärer Schädlichkeit. Anzeichen dafür hat man in dem Vorwalten von Nebeldecken am Morgen an solchen Lokalitäten. Auch in unserem Klima vermeidet man sie besser, wenn es angeht. Die südliche Hemisphäre hat im allgemeinen in gleichen Breiten eine stärkere Ventilation und erfreut sich dadurch und durch die größere Lufttrockenheit im allgemeinen einer größeren Salubrität. (Vgl. Radau, Rôle des vents dans les climats chauds, Paris 1880, u. Pauly, Climats et endémies, 1874.)

vergleichbar sind, denn unwillkürlich wird jeder Beobachter die Windskala nach den an seinem Orte auftretenden Extremen der Windstärke auffassen. Aber selbst wo die Windstärke mit Anemometern gemessen und in Metern pro Sekunde angegeben wird, ist dieselbe so sehr von den zufälligen Eigentümlichkeiten des Aufstellungsortes des Anemometers abhängig, daß man in den meisten Fällen nicht die für den Ort im weiteren Sinne geltende Stärke der Luftbewegung erhält. Aus diesem Grunde ist zuweilen sogar die Schätzung der wirklichen Messung überlegen, indem erstere sich von den im weiteren Umkreis bemerkbaren Effekten der Luftbewegung leiten läßt, während die Messung nur für einen fixen Punkt gilt, der oft weit davon entfernt ist, die mittlere Luftbewegung zu repräsentieren. Dazu kommt noch der Uebelstand, daß selbst die besten der jetzt gebräuchlichen Anemometer nicht direkt vergleichbare Daten liefern, wenn sie von verschiedener Größe und Form sind. Aus allen diesen Gründen entbehren wir jetzt noch vergleichbarer Beobachtungsresultate über die Stärke der Luftbewegung in den verschiedenen Klimaten[1]). (Tabelle S. 84, Kol. 9 gibt die Monatsmittel der Windgeschwindigkeit in der Stadt, Kol. 9b jene auf der Plattform eines 22 m hohen Turmes außerhalb der Stadt in freier Umgebung.)

Es kommen dann noch die einzelnen Windrichtungen nach ihrer Häufigkeit und nach ihren Eigenschaften in Betracht; letztere sind oft sehr verschieden. Dadurch wird die Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen zu einem wesentlichen klimatischen Faktor. Für die meisten Fälle genügt es, sich auf die Angabe der Häufigkeit der acht Hauptwinde zu beschränken, es gewinnt dadurch die Uebersichtlichkeit und Vergleichbarkeit der Resultate außerordentlich. Macht sich einer der Zwischenwinde durch die Konstanz seiner Richtung und besonders charakteristische Eigenschaften auffallend bemerkbar, so mag er besonders außerhalb der Windtafel angeführt werden. Nach einem Beschluß des

---

[1]) Die Schätzungen der Windstärke zur See, auf Segelschiffen wenigstens, liefern viel besser vergleichbare Resultate, aus leicht ersichtlichen Gründen.

internationalen Meteorologenkongresses zu Wien 1873 werden die östlichen Winde, wenn sie bloß mit Buchstaben bezeichnet werden sollen, mit E bezeichnet (also Nordost mit NE etc.), weil in den romanischen Sprachen O für West steht, und dadurch schon viele Mißverständnisse entstanden sind.

Die Häufigkeit der verschiedenen Winde gibt man am zweckmäßigsten in Prozenten der Gesamtzahl der Windbeobachtungen an, oder man dividiert die Häufigkeit jedes Windes durch die Zahl der täglichen Beobachtungen, so daß man die Anzahl der Tage erhält, während welcher jeder Wind geweht hat. Diese Angaben sind für jeden Monat zu machen, nicht bloß für das ganze Jahr, denn in den meisten Klimagebieten herrscht eine mehr oder weniger stark ausgesprochene jährliche Periode der Windrichtung [1]).

An vielen Orten (an Küsten, in Gebirgsthälern) wechselt der Wind fast regelmäßig mit der Tageszeit, der Morgen hat eine andere Windrichtung als der Nachmittag. Daher ist es daselbst unumgänglich, die Häufigkeit der Winde nach den einzelnen Tageszeiten der Beobachtung gesondert mitzuteilen. In den meisten Fällen wird es aber genügen, dies für größere Zeitabschnitte, als die Monate sind, zu thun, für einen halbjährigen oder selbst ganzjährigen Zeitraum, denn die tägliche Periode ändert sich nicht wesentlich von Monat zu Monat.

Um den Einfluß der verschiedenen Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen auf das Klima eines Ortes untersuchen zu können, ist es ferner notwendig, die meteorologischen Eigenschaften der Hauptwindrichtungen anzugeben. Es geschieht dies durch die Berechnung der sogen. Windrosen. Wenn man die jeder Windrichtung im Mittel zukommende Temperatur, Feuchtigkeit, Bewölkung und Regenwahrscheinlichkeit berechnet, erhält man die sogen. thermischen, atmischen, nephischen und Regenwindrosen. Da der allgemeine meteorologische Charakter der Hauptwindrichtungen für große Länder-

[1]) Aus Raummangel haben wir die Windtafel für Wien weggelassen; es finden sich später Beispiele der Darstellung der Windverhältnisse genug.

strecken sehr gleichförmig ist, so genügt die Berechnung einer oder weniger solcher Windrosen für die klimatische Charakterisierung eines großen Territoriums. Lokale Ausnahmen kommen freilich vor, es können aber solche spezifische Lokalwinde (Föhn, Scirocco, Bora) dann leicht speziell in ihren meteorologischen Effekten dargestellt werden.

In den zwischen den Grenzen der Tropenzone und dem inneren Polargebiet liegenden Klimagürteln sind es die Winde, die geradezu das Klima beherrschen, indem sie, je nach ihrer Herkunft, oft die gerade entgegengesetzten Witterungserscheinungen mit sich bringen und während ihrer Dauer aufrecht erhalten. Wenn im westlichen Europa längere Zeit hindurch nordöstliche und östliche Winde wehen, so bringen sie eine Invasion des trockenen heiteren, im Winter kalten, im Sommer warmen Kontinentalklimas; herrschen umgekehrt südwestliche und westliche Winde, so dringt der Einfluß des Ozeans weit in das Land hinein vor, und nasses, trübes, im Winter warmes, im Sommer kühles Wetter charakterisiert denselben. So sind es die Winde, welche die klimatischen Grenzen verwischen und die benachbarten Klimagebiete in steter Wechselbeziehung erhalten. Nur sehr wenige, z. B. durch hohe Gebirgszüge von ihrer Umgebung allseitig abgeschlossene Gebiete haben sozusagen ihr eigenes Klima (Ostturkestan, Ostsibirien im Winter), fast überall, namentlich aber in den Grenzgebieten zwischen ausgeprägten dominierenden Klimatypen besteht die Witterung fast nur in einer fortwährenden Verschiebung der klimatischen Grenzen durch die Luftströmungen.

Dies gilt, wie gesagt, für die mittleren Breiten, in der Tropenzone sowie in dem inneren Polargebiete verlieren die Winde diesen großen Einfluß auf die Witterung, und die meteorologischen Windrosen geben dies dadurch zu erkennen, daß die Unterschiede zwischen den meteorologischen Mittelwerten für die einzelnen Windrichtungen sehr geringfügig werden und zur Bedeutungslosigkeit herabsinken.

E. **Der Luftdruck** und die Schwankungen desselben sind als klimatischer Faktor von untergeordneter

Bedeutung, ganz im Gegensatz zu der wichtigen Rolle, welche dieses Element in der Meteorologie spielt.

Wenn es sich darum handelt, das Klima einzelner Oertlichkeiten zu beschreiben, kann man Luftdruckmessungen völlig entbehren. Denn soweit der Luftdruck auf die organischen Wesen Einfluß nimmt, ist derselbe hinlänglich genau aus der Seehöhe eines Ortes bekannt; ja man kann denselben genauer berechnen, als ihn gewöhnliche, nicht sorgfältig kontrollierte Beobachtungen abzuleiten gestatten. Wenn man berücksichtigt, daß z. B. im vierten Stockwerk eines Stadthauses schon ein um circa 2 mm niedrigerer Luftdruck herrscht als im Erdgeschoß, und daß viele Orte, auf unebenem Terrain erbaut, noch viel größere Höhenunterschiede aufweisen, ohne daß deshalb klimatische Unterschiede sich fühlbar machen, so wird man daraus schließen, daß es sich für rein klimatographische Darstellungen bloß darum handeln kann, den Luftdruck bis auf das Centimeter genau zu kennen.

Die Schwankungen des Luftdruckes an demselben Orte kommen gleichfalls klimatologisch kaum in Betracht, zum mindesten wird ihr Einfluß leicht überschätzt. Die Luftdruckschwankungen sind an den allermeisten Orten der Erdoberfläche viel zu geringfügig, um von Einfluß auf die Organismen zu sein; Aenderungen des Luftdruckes von 20 mm im Verlaufe eines Tages kommen schon sehr selten und nur in gewissen Gegenden vor. Ihren Effekt auf den menschlichen Organismus kann man sich vorstellig machen, wenn man überlegt, daß derselbe auch dadurch hervorgebracht werden könnte, daß man im Laufe eines Tages ganz gleichmäßig auf den Gipfel eines bloß 200 m hohen Hügels gehoben würde. Es ist kaum zu erwarten, daß dies eine merkliche physiologische Wirkung haben dürfte [1]).

Der an einem Orte herrschende Luftdruck kommt klimatologisch nicht allein als solcher in Betracht, son-

[1]) Die Schwankungen des Luftdruckes haben keinen nachteiligen Einfluß auf die Gesundheit. Bei dem Gebrauch pneumatischer Kammern werden tägliche Veränderungen des Luftdruckes von 300 mm vorgenommen, ohne daß man erhebliche Zufälle der beteiligten Kranken erfahren hätte.
(Thomas „Beiträge".)

dern auch als Maß der Luftverdünnung und vornehmlich noch durch den Einfluß auf die Verdunstung; die Abnahme des Luftdruckes steigert bekanntlich die Verdunstung, gleiche Temperaturen, gleiche Luftbewegung und gleiche relative Feuchtigkeit vorausgesetzt[1]). Auf Hochthälern und auf Bergen ist daher im allgemeinen die Verdunstung erheblich größer als in der Niederung.

In allen diesen Beziehungen aber ist eine genäherte Kenntnis des Luftdruckes zureichend. Sobald es sich aber darum handelt, die Wechselbeziehungen der verschiedenen Klimagebiete zu untersuchen, welche durch die Luftströmungen vermittelt werden, wird eine genaue Kenntnis des Luftdruckes notwendig. Es muß aber dann auch die Seehöhe des Beobachtungsortes genau bekannt sein, denn in der Nähe des Meeresniveaus z. B. bedingt ein Höhenunterschied von circa 10 m schon eine mittlere Luftdruckdifferenz von 1 mm. Für die theoretische Klimatologie, welche die Ursachen der räumlichen Verteilung der verschiedenen Klimagebiete untersucht, ist es von größter Wichtigkeit, von zahlreichen, möglichst gleichmäßig über die Erdoberfläche verteilten Orten die Monatsmittel des Luftdruckes zu kennen, weil von der Verteilung des Luftdruckes die vorherrschenden Windrichtungen abhängen und diese wieder auf die Verteilung der Luftwärme und Feuchtigkeit den größten Einfluß nehmen. Es war aber nötig zu betonen, daß detaillierte Angaben über die Luftdruckverhältnisse eines einzelnen Ortes über das Klima desselben nichts aussagen, und daß Luftdruckangaben erst Wert erhalten, wenn man sie mit denen anderer Orte in gleicher Seehöhe vergleichen kann. Auch dann sagen sie direkt nichts über das Klima selbst aus, sondern bilden nur die Basis zur Erklärung der Verteilung der anderen klimatischen Faktoren.

F. Verdunstung. Der Gesamteffekt von Luftwärme, Luftdruck, relativer Feuchtigkeit und mittlerer Luft-

---

1) Die Verdampfungsgeschwindigkeit ist nach Stefan proportional dem Logarithmus eines Bruches, dessen Zähler der Luftdruck, dessen Nenner der um das Maximum der Dampfspannung verminderte Luftdruck ist.

bewegung auf eine freie Wasseroberfläche im Schatten oder in der Sonne äußert sich in dem Betrage der verdunsteten Wassermenge [1]).

Die Messung der Verdunstung würde deshalb für die Klimatologie von großer Wichtigkeit sein, weil sie auch ein genähertes Maß für das Wasserbedürfnis der Organismen in jedem Klima liefern würde. Leider ist es ziemlich schwer, vergleichbare Messungen der Verdunstung anzustellen. Es würde sich zu diesem Zweck empfehlen, ganz gleichartige Verdunstungsmesser auf ganz gleiche Weise überall zu exponieren. Denn nur auf relative Werte kann es ankommen, absolute Werte kann man nicht verlangen, da dieselben von zu vielen Nebenumständen abhängen. Auch der Betrag der Verdunstung von einer ganz freien Wasseroberfläche in der Sonne ist unbestimmt, weil derselbe überdies von der Tiefe und der Größe der Wassermasse, deren Temperatur und manchen anderen lokalen Verhältnissen abhängt. Am empfehlenswertesten ist der Verdunstungsmesser von Wild. Den jährlichen Gang der Verdunstung zu Wien mag man aus Tabelle S. 84, Kol. 10, ersehen [2]).

G. Die Beschaffenheit der atmosphärischen Luft. Die Zusammensetzung der trockenen atmosphärischen Luft an den verschiedensten Teilen der Erdoberfläche ist außerordentlich gleichförmig, so daß die gefundenen Unterschiede derselben meist unterhalb der Fehlergrenze der Luftanalysen bleiben. Die trockene atmosphärische Luft ist bekanntlich ein Gemenge von 21 Volumteilen Sauerstoff und 79 Volumteilen Stickstoff, wozu noch ein sehr geringer Prozentsatz Kohlensäure kommt (circa 0,03 %, oder 3 Volumteile in 10000 Teilen Luft). In der gewöhnlichen feuchten atmosphärischen Luft ist aber auch noch Wasserdampf in sehr wechselnder Menge vorhanden; die früher als klimatischer Faktor erwähnte Dampfspannung gibt ein einfaches Maß des Wassergehaltes der

---

[1]) Weilenmann, Berechnung der Verdunstung aus den met. Faktoren. Z. 77, S. 268 u. 368.

[2]) Ueber den täglichen Gang der Verdunstung s. z. B. Houdaille Z. 93, S. 431. Die Verdunstung als klimat. Faktor behandelt auch Woeikof, Klimate d. Erde I, S. 19 etc.

Luft. Dividiert man den Dampfdruck durch den Luftdruck, so erhält man den Wasserdampfgehalt der Luft in Volumprozenten. In feuchten Aequatorialgegenden, z. B. zu Batavia, wo der Dampfdruck 21 mm beträgt, steigt der Wassergehalt fast auf 3 Volumprozente [1]), im mittleren Europa aber selbst im Sommer (Dampfdruck circa 10 mm) nur auf 1,3 Volumprozente. Die direkt nachweisbaren Unterschiede in der Zusammensetzung der Luft in verschiedenen Klimaten beziehen sich demnach eigentlich nur auf den Wasserdampf; die Schwankungen des Kohlensäuregehaltes kommen kaum in Betracht.

Dr. Ucke hat berechnet, welchen Einfluß der Wassergehalt der Luft unter verschiedenen Klimaten auf die Sauerstoffaufnahme beim Atemprozeß des Menschen hat. Der Wasserdampf wirkt hierbei wie eine Verdünnung der Luft. Er findet, daß bei normaler, mittlerer Atmung ein Mensch im feuchten Tropenklima von Madras monatlich 80,7 kg Sauerstoff zu sich nimmt, hingegen in London und Brüssel 87,3 und in dem noch wasserdampfärmeren Klima von Petersburg und Barnaul 90,4 bis 90,7 kg; ja in der sehr kalten Winterluft des letztgenannten Ortes steigt dieses Quantum sogar auf 99,2 (Januar). Es muß hierzu aber bemerkt werden, daß schon eine geringe Zunahme der Seehöhe eines Ortes, resp. die damit verbundene Abnahme des Luftdruckes in dieser Hinsicht den gleichen Effekt hat, wie die größte tropische Luftfeuchtigkeit. So findet Ucke selbst für den Peißenberg in Bayern (Seehöhe 1000 m) die monatliche Sauerstoffmenge 79,2 kg, d. i. schon weniger als zu Madras. Eine erhebliche klimatische Bedeutung kann also dieser Wirkung des Wassergehaltes der Luft nicht zuerkannt werden.

Es existieren jetzt auch vielfache Messungen über den Kohlensäuregehalt der Luft in verschiedenen Klimaten.

Für das mittlere Europa geben die neueren, regelmäßig und häufig ausgeführten Kohlensäurebestimmungen 0,03 Volumprozente, während man früher nach älteren Bestimmungen 0,04 annahm. Saussure in den Alpen

[1]) Genauer 2100 : 760 = 2,8 Prozent; die Zusammensetzung der Luft ist also dort 76,8 Volumprozente Stickstoff, 20,4 Sauerstoff und 2,8 Volumprozente Wasserdampf nebst einigen Hundertel Volumprozente Kohlensäure. Der größte mir bekanntgewordene Dampfdruck ist 30,7 mm, einmal beobachtet in der Regenzeit zu Allahabad, es entspricht dies 4 Volumprozenten.

Der in neuester Zeit entdeckte sehr geringe Gehalt der atmosphärischen Luft an Argon (ein dem Stickstoff sehr ähnliches etwas schwereres Gas, das früher vom Stickstoff nicht getrennt werden konnte) kommt hier nicht in Betracht.

und namentlich die Brüder Schlagintweit in den Alpen und im Himalaya glaubten eine Zunahme des Kohlensäuregehaltes mit der Höhe konstatieren zu können. Die genauen Messungen von Müntz und Aubin ergaben aber für den Pic du Midi in 2877 m bloß 0,028, wie unten in 600 m am Fuße desselben. Die Untersuchung der im Ballon in großen Höhen gesammelten Luftproben ergaben desgleichen keine Aenderung des CO_2-Gehaltes der Luft mit der Höhe [1]). Ebermayer hat ferner nachgewiesen, daß der Kohlensäuregehalt der Waldluft nicht wesentlich verschieden ist von dem der Luft im freien Felde. (Die Beschaffenheit der Waldluft. Stuttgart 1885.)

Der Kohlensäuregehalt der Luft ist bei Nacht etwas größer als am Tage. Die südliche Hemisphäre scheint einen etwas kleineren Kohlensäuregehalt zu haben als die nördliche, wahrscheinlich infolge der Wasserbedeckung und der niedrigeren Temperatur derselben, wie dies nach Schlösing aus der Wechselwirkung zwischen dem Kohlensäuregehalt des Wassers und der Atmosphäre auch theoretisch sich ergibt [2]).

In den Städten ist der Kohlensäuregehalt etwas größer als im Freien. Müntz und Aubin fanden in Paris 0,031 (aber variabel), in der Umgebung 0,028. Bei Nebel steigt der Kohlensäuregehalt. Russel fand in London bei schönem Wetter 0,038, bei trübem 0,045, bei Nebel 0,051, im Maximum bis 0,14.

Die Schwankungen im Sauerstoffgehalt fand Jolly zu München zwischen 21,0 und 20,5 Volumprozenten. Der geringste Sauerstoffgehalt wurde bei Süd-, Südwest- und Westwinden, der höchste bei Nord- und Nordostwinden gefunden. Ebenso fand Macagno zu Palermo bei Scirocco (Südwind) den Sauerstoffgehalt geringer (20,0 circa, gegen 20,8 im Mittel aus zahlreichen Bestimmungen). Der Sauerstoffgehalt der Luft ist aber im

---

[1]) Andrée Z. 96, S. 144.

[2]) Auszüge aus größeren Arbeiten über den Kohlensäuregehalt der Luft findet man in: Z. 81, S. 153 u. 208; Z. 83, S. 473 u. 382; Z. 84, S. 153; Z. 92, S. 395 u. 436, Z. 93, S. 352; Z. 94, S. 310.

allgemeinen äußerst konstant. Zahlreiche Luftanalysen von Tromsoe bis zum Aequator haben keinen bemerkenswerten Unterschied desselben ergeben: Tromsoe 20,95, Paris 20,96, Dresden, Bonn 20,93, Cleveland, Hudson 20,94, Para 20,92, absolute Extreme 21,00 Tromsoe, 20,86 Para (Hempel, Ber. der Deutschen chem. Gesellschaft, 20. Jahrg., S. 1864). Auch Luft aus sehr großen Höhen bei Ballonfahrten aufgesammelt, zeigte kaum eine Abnahme des Sauerstoffgehaltes.

Von den örtlichen Beimengungen oder Verunreinigungen der Luft gröberer Natur kommt in klimatischer Beziehung Staub und sogar Rauch in Betracht. Ersterer tritt in ausgedehntem Maße auf namentlich in dem trockenen Innern Asiens, Afrikas und Australiens, letzterer nur zeitweilig, aber regelmäßig durch meist absichtlich hervorgerufene Gras- und Moorbrände, dann als „Stadtnebel“.

Die Verunreinigung der Luft durch Rauch über den größeren Städten, und die damit in Zusammenhang stehende Nebelbildung ist mehr und mehr zu einer ernstlichen Schädlichkeit für die Stadtbewohner geworden. Es ist nicht bloß der Lichtmangel, die Abhaltung der wohlthätigen, auf die meisten schädlichen Keime tödlich, also desinfizierend wirkenden Sonnenstrahlung, welcher für die Stadtbewohner gesundheitsschädlich wird, sondern auch die positive Verunreinigung der Luft, z. B. durch Schwefelsäure, organische Substanzen, welche sich innerhalb der Nebelschichte anhäufen. Die Luft der Stadthalle zu Manchester enthielt an Schwefelsäure (SO_3) in 100 Kubikfuß Luft im Winterhalbjahr 9,3 mg, im Sommerhalbjahr 2,8 mg, im Dezember und März im Maximum 21 und 27 mg. Ueber die Verunreinigung der Londoner Luft hat W. J. Russel Untersuchungen angestellt (Impurities in London Air. Monthly Weather Record. Meteorological Office Aug. 1885), desgleichen über die Entstehung und Wirkungen der Stadtnebel (Z. 89, S. 33 und 92, S. 12).

Die interessanten Untersuchungen von Aitken über den Stäubchengehalt der Luft an verschiedenen Orten gehören kaum mehr in das Gebiet der Klimalehre. Wir verweisen auf Referate darüber in der Met. Zeitschrift (90 [52], 91 [75], 92, S. 229, 94, S. 348).

Die Entstehung der „schwarzen Stadtnebel", speziell der Londoner Nebel stellt Russel so dar: Gewöhnlicher weißer Nebel deckt die Stadt um 6^h morgens; etwa eine Million von Feuerherden wird kurz nachher geheizt, die Luft füllt sich mit ungeheuren Rauchmengen, Verbrennungsgasen, welche Kohlenteilchen mitführen. Sobald diese Partikel sich auf die Lufttemperatur oder noch unter dieselbe abgekühlt haben, setzen sich die schon vorhandenen feinen Wassertröpfchen und wohl auch neuerdings kondensierter Wasserdampf an sie an. Eine dicke Schichte solcher Teilchen hält das Licht ab, sehr geringe Mengen fein verteilter Kohle können das Sonnenlicht ganz abhalten wie eine Rußschicht auf Glas. Der Rauch verhindert die Sonnenstrahlen den weißen Nebel am Boden zu erreichen und aufzulösen, im Gegenteil strahlt der Nebel Wärme gegen den Himmel und gegen den oft kälteren Erdboden. Kohle hat ein großes Strahlungsvermögen, die Kohlenteilchen kühlen sich ab und kondensieren auf sich den Wasserdampf. An schönen kalten ruhigen Wintertagen mit hellem Sonnenschein findet man, vom Lande kommend, ziemlich sicher in der Stadt zwischen 8^h und Mittag schwarzen Nebel. Die City von London hat im Mittel im Dezember und Januar nur 15 Stunden Sonnenschein, das nahe Greenwich außerhalb schon 45, Kew 71, die Jahressummen sind: 1026, 1227 und 1399 Stunden. Dieser Lichtmangel muß auf die Lebenskraft der Städter von sehr schädlichem Einfluß sein. Während der großen Nebel im Winter 1880 betrug in London der Ueberschuß an Todesfällen während 3 Wochen (24. Januar bis 14. Februar) 2994, und wohl zehnmal größer war der Ueberschuß an Krankheitsfällen.

Es gibt aber noch andere Verunreinigungen der Luft viel feinerer Natur, welche sich den Sinnen gar nicht bemerklich machen und selbst durch chemische Analysen nicht nachweisbar sind, dabei aber dennoch durch ihren schädlichen Einfluß auf den menschlichen Organismus von großer klimatischer Bedeutung werden. Diese krankmachenden Beimengungen der atmosphärischen Luft, welche sich meist auf die unteren Schichten derselben beschränken, nennt man Miasmen. Während man sich diese Miasmen früher als giftige Gase dachte, ist in neuerer Zeit nachgewiesen worden, daß es organische Keime sind, welche, in den menschlichen Organismus aufgenommen, sich weiter entwickeln und vermehren, denselben krank machen, ja selbst in kurzer Zeit töten können. Die Malaria ist die größte Geißel der warmen und heißen Klimate, sie kommt aber auch sporadisch in kühleren Klimaten vor; der Fortschritt in der Bebauung

und Entwässerung des Bodens, sowie der Wohnungs- und Lebensverhältnisse hat aber ihre Gebiete daselbst erheblich eingeschränkt. In trockenen Klimaten, in Wüsten und Steppen fehlt die Malaria, desgleichen in hohen Breiten und auf größeren Höhen der Gebirge, selbst in den Tropen.

Tommasi-Crudeli und Klebs fanden 1879 einen Parasiten, den sie Schizomycetes bacillaris nannten, in der Luft und im Boden der Malariadistrikte Italiens. Laveran fand als erster den Malariaparasiten im Blute der an Malariafieber erkrankten Personen. Der Beginn der Fieberparoxismen entspricht dem Eintritt der Sporenbildung des Parasiten, eines amöbenartigen Organismus (Plasmodium malariae), der in die roten Blutkörperchen eindringt und das Hämoglobin zerstört.

Reine, namentlich von organischen Beimengungen freie Luft findet sich über dem Meere und an den Küsten, solange der Wind von der See her weht. Die Seeluft enthält etwas Salz (Verhaege fand in 2000 Liter 0,2 g Salz) und Spuren von Jod, welche durch den Geruch schon merklich werden. Auch die Wüstenluft ist rein und gesund, ferner die Luft hoher Gebirgsgegenden, welche dabei zugleich verdünnt ist. Der Regen wäscht die Luft aus, entfernt zeitweilig wenigstens die Verunreinigungen derselben und bringt frische reinere Luft aus den höheren atmosphärischen Schichten mit herab. Auf letztere Wirkung, welche namentlich starke Platzregen äußern, ist man erst in neuerer Zeit aufmerksam geworden; die vom Regen herabgestoßene und mitgeführte Luft macht sich als lebhafter, oft stürmischer, nach auswärts wehender Wind vor und unter der Regenwolke bemerkbar.

Wie weit das Ozon eine klimatische Bedeutung hat, ist eine einigermaßen streitige Frage. Es dürfte aber nicht zweifelhaft sein, daß der Ozongehalt ein Index dafür ist, daß die Luft örtlich und zeitlich stärker oxydierende Eigenschaften hat, sei es nun, daß dies jener aktiveren Modifikation des Sauerstoffs, die man Ozon nennt, zuzuschreiben ist, oder dem Wasserstoffhyperoxyd. Das Vorhandensein größerer Mengen von „Ozon" in der Atmosphäre ist ein Anzeichen, daß die Luft frei von organischen Beimengungen und Zersetzungsprodukten ist, denn die Ozonreaktion fehlt in bewohnten Räumen und in verdorbener Luft. Die gewöhnlichen Messungen des Ozongehaltes der Luft mittels der sogen. Ozonometer gestatten keine strengen Vergleichungen und weitergehende Schlüsse (Resultate der Ozonmessungen in Wien

Tabelle II. Weitere klimatische Elemente von Wien.

	Feuchtigkeitsverhältnisse 20 Jahre					Regen und Schnee		Bewölkung 0—10 (20 J.)	Mittlere Dauer des Sonnenscheins in Stunden	Ditto in Prozenten der möglichen Dauer	Mittlere Windgeschwindigkeit, Meter pro Sekunde		Verdunstung mm (5 J.)	Ozon (20 J.)	
	Dampfdruckmittel	Relative Feuchtigkeit in Prozenten 6h	2h	10h	Wahres Mittel	Menge (34 J.) mm	Tage 20 J.		15 Jahre		Stadt 6 J.	Hohe Warte 20 J.		Tag	Nacht
Dezbr.	3,7	86	77	86	83	40	12,4	7,3	49,1	19	2,4	5,2	18	3,1	5,5
Januar	3,6	87	77	86	84	35	12,8	7,2	65,5	23	1,7	5,1	13	3,2	5,8
Febr.	3,8	84	70	83	80	36	11,2	6,7	86,5	30	2,6	5,4	27	4,2	6,0
März	4,4	81	58	76	71	43	13,1	6,2	129,8	36	2,2	6,2	39	4,2	6,2
April	5,7	76	48	68	63	42	12,3	5,2	178,9	43	2,4	5,2	71	4,6	5,7
Mai	8,2	76	49	71	64	64	13,0	5,1	240,9	51	2,0	5,4	87	5,2	5,4
Juni	10,0	75	50	71	64	66	12,7	4,9	228,2	48	2,4	5,3	93	5,2	5,6
Juli	10,9	75	48	70	63	65	13,3	4,5	274,0	56	2,2	5,5	113	5,3	5,3
Aug.	11,0	79	50	73	66	72	11,8	4,5	246,1	56	2,1	4,9	94	5,1	5,4
Sept.	9,3	82	53	75	69	45	8,3	4,5	175,9	48	2,0	4,7	77	3,9	4,5
Okt.	7,2	85	61	81	76	44	10,6	5,4	100,5	30	2,0	4,6	47	3,0	4,3
Nov.	4,8	84	72	83	80	43	12,6	7,4	63,2	23	3,0	4,9	32	3,0	5,1
Jahr	6,9	80	59	77	72	595	144,1	5,7	1838,6	41,4	2,2	5,2	711	4,2	5,4
Kol.	1	2	3	4	5	6	7	8	8 b	8 c	9	9 b	10	11	12

nach der Skala von Schönbein 1—10 siehe in nebenstehender Tabelle Kol. 11 u. 12).

Der durchschnittliche Ozongehalt von 100 cbm Luft ist nach den Messungen zu Montsouris (Paris) 1,4 mg, nach Gewittern kann der Ozongehalt auf das Doppelte steigen, wie schon Schönbein nachgewiesen hat (er fand 2,6 mg). Am Observatorium zu Montsouris werden außerdem regelmäßig gemessen der Kohlensäuregehalt und der Ammoniakgehalt der Luft (2,0 mg), außerdem die Zahl der Bakterien in einem Kubikmeter Luft (zu Montsouris im Mittel 345, im Innern von Paris 4790), sowie der Ammoniak- und Salpetersäuregehalt des Regens. Im Annuaire des Observatoriums von Montsouris werden die detaillierten Ergebnisse dieser Untersuchungen regelmäßig zugleich mit den Mittelwerten aus der ganzen Messungsperiode veröffentlicht. P. Miquel hat auch den täglichen Gang im Bakteriengehalt der Pariser Luft festgestellt [1]).

Es besteht wohl kein Zweifel, daß es noch manche Modifikationen in der Beschaffenheit der Luft gibt, die von Einfluß auf den menschlichen Organismus sind, aber bisher keine Beachtung gefunden haben. Wenn man berücksichtigt, welche ungeheure Menge von Luft der Mensch täglich zu sich nimmt (circa 10 000 l), so wird man es nicht mehr erstaunlich finden, daß geringe Spuren von gewissen Substanzen, der atmosphärischen Luft beigemengt, für die Gesundheit des Menschen schon von Wichtigkeit werden können, namentlich da ihre Wirkung bei dauerndem Aufenthalt in solcher Luft sich von einem Tag zum anderen summiert. Zu einer Prüfung der atmosphärischen Luft nach dieser Richtung hin sind kaum erst Anfänge gemacht worden.

Man ist vielfach geneigt, auch dem elektrischen Zustand der Atmosphäre einen Einfluß auf die Organismen zuzuschreiben. Leider ist dies noch ein gänzlich dunkles Gebiet, und es hat noch niemand diesen Einfluß

---

[1]) In Z. 92, S. 101 findet sich ein Auszug aus dem Jahrgang 1891 des Annuaire und Angaben über die jährliche Periode im Gehalt der Pariser Luft an Ozon, Ammoniak, Kohlensäure und Bakterien.

konstatiert. Trotzdem wäre es voreilig, denselben kurzweg abzuleugnen. Aber selbst wenn ein solcher Einfluß konstatiert wäre, würde die Klimatologie kaum in der Lage sein, die Luftelektrizität als klimatischen Faktor in Betracht zu ziehen. Die bisherigen Messungen derselben gestatten wohl einige Urteile über den täglichen und jährlichen Gang der Luftelektrizität an einigen wenigen Orten, aber eine Vergleichung über das Maß der elektrischen Spannung der Atmosphäre in verschiedenen Klimaten ist derzeit noch nicht möglich. Vorläufig weisen keinerlei Thatsachen darauf hin, daß dieselbe klimatisch eine bemerkenswerte Rolle spielt [1]).

Cleveland Abbe vermißte in meiner Aufzählung der klimatischen Faktoren in der 1. Auflage dieses Buches einige Umstände, auf die wir nun kurz hindeuten wollen. Er meint [2]), zur Charakterisierung des Klimas sei es nicht genügend, bloß die Zahl der kalten und heißen, der trockenen und feuchten Tage etc. anzugeben, es sei auch nötig, die Tage nach ihren Wirkungen auf den menschlichen Organismus zu klassifizieren und zu registrieren z. B. als: frostig, rauh, durchdringend; mild, weich, anregend, aufheiternd, kräftigend; drückend, schwächend, aufregend etc.; wie dies J. W. Osborne vorgeschlagen, der auch eine fixe Skala dafür aufgestellt hat. Diese für die Aufzeichnungen vorgeschlagene Skala lautet: 20. unerträglich heiß, 19. außerordentlich heiß, 18. sehr heiß, 17. erträglich heiß, 16. sehr warm, 15. entschieden warm, 14. angenehm warm, 13. mild und weich, 12. mild und frisch, 11. ganz frisch, 10. sehr frisch, 9. entschieden kalt, 8. sehr kalt, 7. mäßig kalt, 6. kalt und angenehm, 5. kalt und scharf, 4. sehr kalt, 3. bitter kalt, 2. peinlich kalt, 1. unerträglich kalt. Diese Aufzeichnungen sollten viermal täglich eingetragen und wöchentlich mittels einer Postkarte eingesendet werden. Die Ergebnisse dürften den Biologen und Physiologen dienlich sein den Temperatureinfluß zu beurteilen [3]). Leider dürfte es etwas schwierig sein, die Schätzungen nach einer solchen Skala vergleichbar zu machen, die Unbestimmtheit dieser Charaktere, dann der große Einfluß der Subjektivität des Beobachters auf die Unterscheidung

---

1) Zur Litteratur über Zusammensetzung und Verunreinigungen der Luft namentlich mit Bezug auf Hygiene: Renk, Die Luft. Aus: Handbuch der Hygiene von Pettenkofer u. Ziemssen. Leipzig 1886, Vogel. Miquel, Les organismes vivants de l'atmosphère. Paris, Gauthier Villars. Miquel, Die Mikroorganismen der Luft. München 1889, Prieger. G. Tissandier, Les poussières de l'air. Paris, G. Villars.

2) Smithsonian Report 1883, Z. 491 etc.

3) J. W. Osborne, Determination of subjective Temp. American Assoc. Buffalo Meeting. 1876.

derselben dürften ein großes Hindernis bilden für die Durchführung dieses sonst gewiß sehr beachtenswerten Vorschlages.

Derselbe Autor legt auch großes Gewicht auf die Konstatierung der Häufigkeit vorüberziehender Sturmzentren und deren Richtung. Wir stimmen hier Cl. Abbe vollkommen bei, daß Karten der Zugstraßen der Barometerminima und der Frequenz der letzteren auf denselben ein wichtiger Behelf für die Klimatographie sind [1]). Dieselben liefern einen direkten Hinweis auf die Veränderlichkeit und die Eigenheiten des Wetters an einer bestimmten Erdstelle. Karten der Verteilung der Sturmfrequenz sind deshalb von Bedeutung auch für die Abgrenzung der Klimate. Die Häufigkeit der Aenderungen des Wetters von warm zu kalt und umgekehrt, sowie von feucht zu trocken und umgekehrt ist ein bedeutungsvoller klimatischer Faktor. Auch Notierungen über das Aussehen des Himmels, ob klar und rein blau oder weißlich trübe empfiehlt Abbe. In den Tropen sei dies namentlich wichtig; dort ist soviel Licht und Wärme diffus verteilt, daß vielleicht die Hälfte der gesamten Licht- und Wärmestrahlung auf diese Weise zur Wirkung kommen.

Zum Schlusse noch einige Bemerkungen über die Benutzung der pflanzenphänologischen Beobachtungen für klimatographische Zwecke. Es ist bisher nicht gelungen, zwischen dem Eintritt gewisser Entwickelungsphasen an Pflanzen und den ihnen vorausgegangenen Verhältnissen der Luftwärme strenge Beziehungen zu konstatieren, welche gestatten würden, umgekehrt aus dem Eintritt einer gewissen Entwickelungsphase einer bestimmten Pflanzenspezies auf die vorausgegangenen Wärmeverhältnisse mit einiger Sicherheit zu schließen. Es ist auch wenig Aussicht vorhanden, daß es gelingen dürfte, die Erscheinungen im Pflanzenleben als eine verläßliche Temperaturskala benutzen zu können. Dazu kommt noch die physiologische Anpassungsfähigkeit, welche die Pflanzen besitzen und die bei verschiedenen Arten auch verschieden stark entwickelt ist. In diesem Anpassungsvermögen ist es begründet, daß dieselbe Pflanze unter anderen klimatischen Verhältnissen auch andere Anforderungen an das Maß der Wärme (und Feuchtigkeit) stellt, welche zur Erreichung eines bestimmten Entwickelungsstadiums ausreicht. „Die Birken

[1]) Für die Vereinigten Staaten hat Cl. Abbe eine solche Karte geliefert in Walker's Statistical Atlas, Köppen und v. Bebber haben für Westeuropa die Zugstraßen der Cyklonen festgestellt. S. Z. 82, S. 257 mit Karte, Z. 91. S. 361.

am Nordkap belauben sich bei niedrigeren Temperaturen als die der Dresdener Heide und haben zu allen weiteren Entwickelungsstadien weniger Zeit und weniger Wärme nötig. Die nach Madeira eingeführten Buchen entblättern sich bei Temperaturen, welche unsere Buchen noch in vollem Laubschmuck treffen" (O. Drude). Für jeden Ort hat also die Pflanze eigentlich ein etwas anderes Temperaturmaß.

Dessenungeachtet möchten wir anraten, die Beihilfe pflanzenphänologischer Beobachtungsresultate bei der Darstellung der örtlichen klimatischen Verschiedenheiten auf einem beschränkteren Territorium nicht zu verwerfen. Besonders in Gebirgsgegenden, wo große Verschiedenheiten auf kleinem Raum zusammengedrängt sind und die verschiedene Exposition der Berghänge gegen Sonne und warme Winde eine so große Rolle spielt, können phänologische Beobachtungen, welche so leicht ohne Instrumente und vielen Zeitaufwand anzustellen sind, wenigstens als Fingerzeige für bestehende Verschiedenheiten dort eintreten, wo regelmäßige meteorologische Aufzeichnungen nicht zu erwarten sind. Wir stimmen vollständig Professor O. Drude bei, wenn er sagt[1]):

„Trotz der Akklimatisationsfähigkeit bleibt noch ein beträchtliches Stück zeitlicher Verschiedenheit im Eintritt einer bestimmten Pflanzenphase in verschiedenen Klimaten übrig. Mit zunehmender geographischer Breite und Seehöhe tritt stets eine Verspätung der Entwickelungsphasen bei derselben Pflanze ein und diese kann, in Tagen ausgedrückt, den klimatischen Unterschied zweier der Vergleichung unterworfenen Orte verständlicher bezeichnen als deren Mitteltemperatur, zumal da der Ackerbau in seinen einzelnen Phasen an bestimmte Entwickelungsmomente der wilden Pflanzen und nicht an bestimmte Temperaturen anzuknüpfen pflegt. — Beobachtungen der Zeit, zu welchen an verschiedenen Orten auf kleineren Gebieten dieselbe Entwickelungsphase bestimmter Pflanzen eintritt, können einen klaren, verständlichen Ausdruck der Landeskulturfähigkeit abgeben."

Es läßt sich in der That nicht leugnen, daß eine gewisse leichtverständliche und nachdrückliche Charakterisierung klimatischer Unterschiede in den Resultaten der pflanzenphänologischen

[1]) Anleitung zu phytophänologischen Beobachtungen. Isis, Jahrgang 1881. Wir empfehlen diese Anleitung bestens denjenigen, welche derartige Beobachtungen anstellen wollen.

Beobachtungen liegt, durch welche wir z. B. erfahren, daß die Blütezeit im ersten Frühling (Aprilblüten zu Wien) zu Triest, Görz, Villa Carlotta um 20 bis 25 Tage gegen jene in Wien voraus ist, in Paris noch um 9 Tage, dagegen sich verspätet in Lemberg um 16 Tage, in Zlozow um 21 Tage; daß auf dem Plateau des Erzgebirges die Verspätung eine ebenso große ist wie zu Moskau (34 Tage) und daß diese Verspätung in den Alpen unter $46\frac{1}{2}^0$ N. Br. in 1700 m Seehöhe 45 Tage beträgt, so viel wie in Petersburg. Zur Illustration bestehender klimatischer Verschiedenheiten, namentlich auf kleineren Gebieten, möchten wir daher die Resultate phänologischer Beobachtungen, d. h. die Mittelwerte der Eintrittszeit gewisser Entwickelungsstufen an gewissen Pflanzenarten, durchaus nicht verwerfen.

Die Frage nach dem Maße der Wärme, welches verschiedene Pflanzen zur Erreichung bestimmter Entwickelungsphasen bedürfen und nach der Konstanz desselben hat die Pflanzenphänologen namentlich beschäftigt.

Man hat zuerst einfach die Temperatursumme gebildet, welche seit Beginn des Jahres bis zur Entwickelung der Vegetationsphase aufgelaufen war; die Temperaturen unter dem Gefrierpunkt wurden dabei weggelassen, weil diese nur einem Stillstand des Pflanzenlebens entsprechen und deshalb nicht subtraktiv in Rechnung gestellt werden dürfen. Nach dieser Methode hat namentlich C. Fritsch mit großem Fleiße die phänologischen Temperaturkonstanten zu bestimmen gesucht.

Die Temperatursumme für dieselbe Entwickelungsstufe derselben Pflanzenart hat sich aber doch als von einem Jahre zum anderen ziemlich variabel erwiesen. Hoffmann glaubte besser zu thun, nicht die Schattentemperaturen, sondern die Maximaltemperaturen in der Sonne in gleicher Weise in Rechnung zu stellen. Diese Maximaltemperatursummen sollten eine größere Konstanz zeigen. Natürlich gelten aber „die Temperaturen in der Sonne“ nur für ein bestimmtes Thermometer in bestimmter Aufstellung und eine Vergleichbarkeit derselben wäre kaum je zu erzielen.

Neben der Frage, ob Schattentemperatur oder Insolationstemperatur, trat dann noch jene auf, ob man für alle Pflanzen denselben Ausgangspunkt der Zählung der Temperaturen verwenden solle. De Candolle war der Ansicht, daß man von der Temperatur des Keimens der Pflanze, also bei der Gerste von 5°, beim Weizen von 6° ausgehen müsse; alle Temperaturen unterhalb dieser „Schwelle“ wären bei der Bildung der Temperatursummen nicht zu berücksichtigen.

Die Frage, welche „Temperaturschwelle“ man für bestimmte Pflanzen anzunehmen habe, hat Arthur v. Oettingen zum Gegenstande einer scharfsinnigen Untersuchung gemacht. Bildet man die Temperatursummen von verschiedenen wahrscheinlichen Schwellenwerten ausgehend, so wird diejenige Summe von Jahr zu Jahr sich am konstantesten erweisen, also die kleinste mittlere

Abweichung zeigen, welche mit dem richtigen Schwellenwert berechnet worden ist. So zeigten z. B. für die erste Blüte von Prunus Padus die Temperatursummen in 7 Jahren folgende mittlere Abweichungen: Schwellenwert 0°, Wärmesumme 334°, mittlere Abweichung ± 13°, Schwellenwert 2°, WS. 234°, ± 5°; 4° WS. 162°, ± 6°; 6° WS. 111°, ± 7° etc. Kurz die Temperatursumme, die von dem Schwellenwert von 2° ausgehend berechnet worden ist, erweist sich als die konstanteste in den verschiedenen Jahrgängen, liefert also die vergleichbarsten Werte. Auch der wahrscheinliche Fehler des Datums des Eintrittes der Blüte ist für diese Schwelle am kleinsten.

Diese von Oettingen befürwortete Methode scheint ihrer Umständlichkeit wegen nicht eingehender von anderen geprüft worden zu sein. Im allgemeinen will man in neuerer Zeit den phänologischen „Temperatursummen" keine so große Bedeutung mehr zuschreiben, als dies früher einmal der Fall war. Mit hinreichender Kritik und Berücksichtigung der bedingten Bedeutung derselben dürften diese Wärmesummen immerhin zur Charakterisierung des Wärmebedürfnisses der verschiedenen Pflanzen, namentlich der Kulturgewächse, nicht ganz zu verwerfen. sein.

Da hier auf den Gegenstand nicht näher eingegangen werden kann, mag auf einige neueren Schriften über Phänologie verwiesen werden: S. Günther, Die Phänologie. Münster 1895; kurze, übersichtliche Darstellung der Bestrebungen auf diesem Gebiete. O. Drude, Handbuch der Pflanzengeographie. Stuttgart 1890, S. 17—48, und in dessen Werk: Deutschlands Pflanzengeographie. I. Teil, Stuttgart 1896, V. Abschnitt: Die periodische Entwickelung des Pflanzenlebens im Anschluß an das mitteleuropäische Klima. Wichtig ist die Schrift von A. v. Oettingen, Phänologie der Dorpater Lignosen. Ein Beitrag zur Kritik phänologischer Beobachtungs- und Berechnungsmethoden. Dorpat 1879. Ferner H. Hoffmann, Phänologische Untersuchungen. Gießen 1887. R. Hult, Recherches sur les phénomènes périodiques des plantes. Nova acta R. Soc. Sc. Upsalae Sér. III, 1881. E. Ihne, Phänologische Jahreszeiten. Potonié Naturw. Wochenschrift X, Nr. 4, 1895. Derselbe, Karte der Aufblühzeit von Syringa vulgaris in Europa. Bot. Zentralblatt 1885, Bd. XXI, 3/5. H. Hoffmann, Vergleichende phänologische Karte von Mitteleuropa. Peterm. Geogr. Mitt. 1881. Staub, Ph. Karte von Ungarn. Ebenda 1882. Sehr lehrreich sind die phänologischen Karten von A. Angot in den Annales du Bureau Central mét. de la France. Année 1892. I. Mémoires. Paris 1894. Résumé des études sur la marche des phénomènes de végétation et de la migration des oiseaux pendant les dix années 1881/90. Desgleichen dessen große Arbeit: Étude sur les vendanges en France. Annales du Bureau Central. Tome I, 1883. Paris 1885, welche auch für die Frage der Klimaänderungen sehr wichtig ist. Die zahlreichen älteren Arbeiten von Fritsch, Linsser etc. können nicht mehr einzeln angeführt werden.

ALLGEMEINE KLIMATOLOGIE.

DAS SOLARE ODER MATHEMATISCHE KLIMA

UND

DIE HAUPTFORMEN DES PHYSISCHEN KLIMAS.

I. Das solare Klima.

Denken wir uns die Erdoberfläche ganz vom Festland eingenommen und ohne Atmosphäre, also etwa in dem Zustande, in dem sich der Mond befindet, so würde die Wärmeverteilung auf derselben überall nur von der jedem Orte zukommenden Quantität der Sonnenwärme und dem Betrage der Wärmeausstrahlung daselbst abhängig sein. Da nun diese beiden Faktoren für alle Orte auf demselben Parallel- oder Breitekreise dieselben sein müßten, so würden die Erdgürtel gleicher Wärme mit den Breitekreisen zusammenfallen. Selbst die Existenz einer wasserdampffreien Atmosphäre würde an dieser Wärmeverteilung wenig ändern, bloß die absoluten Quantitäten der Wärme-Einstrahlung und -Ausstrahlung an der Erdoberfläche würden dadurch beeinflußt [1]).

Soweit das Klima nur von der Quantität der Sonnenstrahlung abhängt, welche einem Ort seiner geographischen Breite nach zukommt, wird es das solare Klima genannt. Unter den oben aufgestellten Bedingungen würde also auf der Erde bloß das solare Klima herrschen. Die Quantität der Sonnenstrahlung, welche täglich oder jährlich einem Orte zukommen würde, wenn keine Atmosphäre vorhanden wäre, läßt sich leicht direkt berechnen. Aber auch jene Quantitäten von Licht und Wärme, welche durch eine stets wolkenlose Atmosphäre durchstrahlen würden, lassen sich daraus ohne wesentliche

---

[1]) Es würden allerdings Konvektionsströmungen auftreten, da aber kein Grund vorhanden wäre, daß warme oder kalte Luftströme in gewissen Meridianen häufiger auftreten würden als in anderen, so könnte die zonale Verteilung der Temperatur nach Breitekreisen dadurch nicht gestört werden.

Schwierigkeit ableiten. In der Wirklichkeit wird nun allerdings durch die örtlich und zeitlich sehr verschiedene Heiterkeit der Atmosphäre, genauer deren verschiedene Durchsichtigkeit und Durchwärmigkeit (Diathermansie), die direkte Strahlung der Sonne auf die Erdoberfläche wesentlich beeinflußt, und zugleich hängt der Wärmezustand der Luft an einem Orte nicht allein von der daselbst stattfindenden Wärme-Ein- und Ausstrahlung ab, sondern auch von dem Wärmeaustausch, der in Form von Luft- und Meeresströmungen zwischen verschieden erwärmten Orten der Erdoberfläche sich einstellt. Die Folge davon ist, daß, wie bekannt, die Luftwärme durchaus nicht mehr an allen Orten desselben Breitegrades dieselbe ist, namentlich nicht in höheren Breiten, ja selbst die direkte Strahlung der Sonne ist an der Erdoberfläche nicht mehr auf demselben Parallel die gleiche. Trotzdem muß das solare Klima die Grundlage bilden selbst für die Darstellung der thatsächlichen Verteilung der Luftwärme auf der Erdoberfläche, weil ja doch alle Wärmeerscheinungen auf derselben von der Sonnenstrahlung herrühren und die einfachsten Gesetze der Verteilung dieser letzteren in erster Linie auch für jene maßgebend sind. Außerdem ist der Betrag der direkten Sonnenstrahlung an heiteren Tagen (also das Maximum derselben) für jeden Ort durch das solare Klima gegeben, da die Strahlung zwar durch die Himmelsbeschaffenheit vermindert, aber nicht erhöht werden kann [1]).

P t o l e m ä u s und die alten Geographen haben in der That ihre klimatischen Zonen bloß mit Rücksicht auf die Beleuchtungsverhältnisse abgegrenzt. Das Wort Klima (von κλίνειν, neigen) weist noch darauf hin, daß damit nur die von der Neigung der Erdachse abhängigen Unterschiede der Bestrahlung bezeichnet werden sollten. Die Klimate des Ptolemäus waren Zonen, in welchen successive vom Aequator bis zum Polarkreis die Dauer des längsten Tages um eine halbe Stunde zunahm. Sie waren deshalb von sehr ungleicher Breite, das erste Klima umfaßte

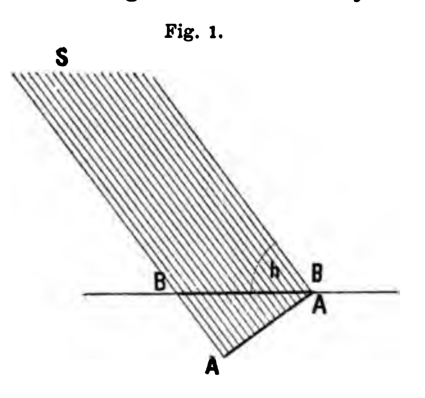
[1]) Die ganz unwesentliche Einschränkung, welcher dieser letztere Satz bedarf, wird noch zur Sprache kommen.

$8^1/_2$ Breitegrade, das fünfzehnte nur mehr 1° (von 61° bis 62° Breite), das vierundzwanzigste sogar nur mehr 3 Minuten.

Die Gesetze, nach denen die Intensität und Quantität der Sonnenstrahlung mit der geographischen Breite sich ändern, sind von Halley, Lambert, Meech und Wiener erforscht worden [1]). Es sollen hier nur die wichtigsten Ergebnisse dieser mathematischen Untersuchungen angeführt werden.

Die Intensität und Quantität der Strahlung, welche ein Ort der Erdoberfläche von der Sonne erhält, hängt ab von dem Einfallswinkel der Strahlen (oder von der Sonnenhöhe) und von der Dauer der Bestrahlung, d. i. von der Tageslänge. Das Gesetz, nach welchem die Intensität der Beleuchtung und Erwärmung von dem Einfallswinkel der Strahlen abhängt, ist aus der Physik bekannt und wird durch beistehende Zeichnung erläutert. Die Fläche BB erhält eine geringere Bestrahlung in dem Maße, als diese Fläche größer ist als die demselben Strahlenbündel S senkrecht (normal) entgegengestellte Fläche AA. Es verhält sich die Intensität der Bestrahlung I′ auf der Fläche B zu jener I auf der Fläche A verkehrt wie die Größe dieser Flächen, also

Fig. 1.



$$I' : I = A : B \text{ oder } I' = I\,(A : B) = I \sin h,$$

wenn die Strahlen den Winkel h mit der Horizontalen bilden.

---

1) Meech, On the relative intensity of the heat and light of the sun. Smithsonian Contributions. Vol. IX. Washington 1857. Chr. Wiener, Ueber die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne in ihren verschiedenen Breiten und Jahreszeiten. Karlsruhe, Bielefeld 1876. S. a. Met. Zeitschr. 79, S. 113.

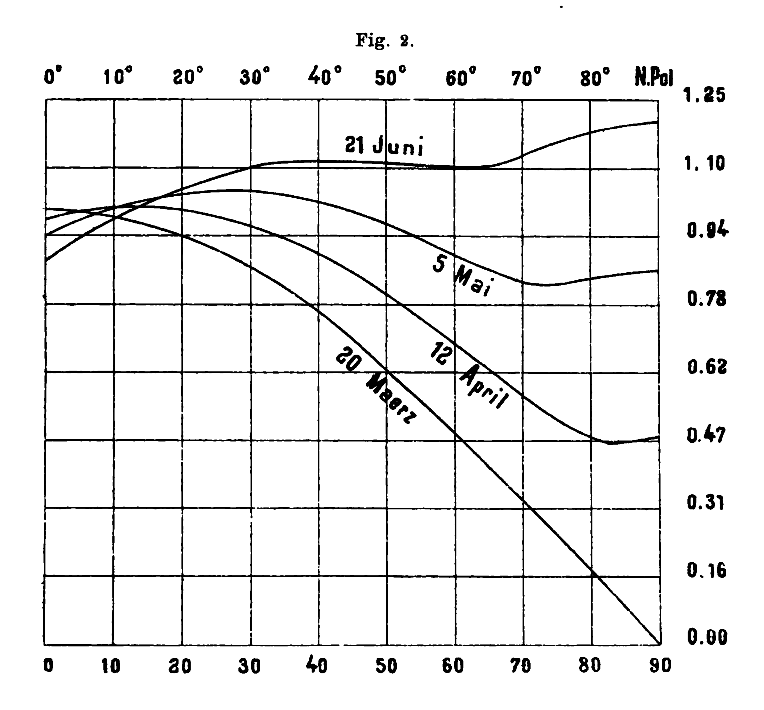
Die Intensität der Bestrahlung ändert sich also proportional dem Sinus der Sonnenhöhe.

Die größte Höhe, welche die Sonne am Mittag erreichen kann, nimmt mit der geographischen Breite ab, sie ist gleich der Aequatorhöhe $+ 23\frac{1}{2}^0$ (oder 90^0 weniger der geogr. Breite $+ 23\frac{1}{2}$). Würde die Sonne stets am Aequator bleiben, also auch Tag und Nacht überall auf der Erde gleich sein, wie dies zur Zeit der Aequinoktien in der That der Fall ist, so würde sich die Bestrahlung in einem sehr einfachen Verhältnis mit der geographischen Breite ändern, nämlich direkt mit dem Sinus der mittägigen Sonnenhöhe, welche, wenn die Sonne im Aequator steht, gleich ist der Höhe des Aequators über dem Horizont (oder 90^0 weniger der geogr. Breite). Da dies für alle Tage des Jahres gelten würde, so würde auch die Quantität der jährlichen Sonnenstrahlung mit dem Sinus der Aequatorhöhe oder dem Kosinus der geographischen Breite sich ändern. Da nun die Sonne sich nicht weit vom Aequator entfernt und die stärkere Bestrahlung im Sommer durch die geringere im Winter zum Teil kompensiert wird, so gilt dieses eigentlich nur für die Zeit der Aequinoktien aufgestellte Gesetz der Wärmeverteilung angenähert auch noch für die Verteilung der jährlichen Quantitäten der Strahlung bis zu einer geographischen Breite von 25^0 (wenn man einen Fehler von 1 Prozent zugibt).

Daß aber für höhere Breiten dieses einfache Gesetz der Verteilung der jährlichen Summe der Sonnenstrahlung nicht mehr gelten kann, zeigt schon die einfache Ueberlegung, daß dann dem Pol gar keine Strahlung zukäme, während er in der That, freilich nur für eine kürzere Zeit, wegen seiner langen Sommertage eine sehr beträchtliche Strahlenmenge erhält. Das Gesetz, nach welchem die tägliche Licht- und Wärmemenge über die Erdoberfläche verteilt ist, wenn die Sonne außerhalb des Aequators steht, ist ein sehr kompliziertes, weil die gegen den einen Pol hin rasch zunehmende Tageslänge das schiefere Einfallen der Sonnenstrahlung bald mehr als bloß ersetzt. Es entstehen dadurch zwei Maxima der

täglichen Wärmesummen, eines in niedrigeren Breiten und eines am Pol selbst. Die beistehende Zeichnung zeigt (nach Wiener) die Verteilung der täglichen Sonnenstrahlung vom Aequator bis zum Nordpol am 20. März, 12. April, 5. Mai und 21. Juni. Die relativen Intensi-

Fig. 2.



täten der Strahlung sind am rechten Rande der Figur beigeschrieben.

Man sieht, daß am 21. Juni die beiden Maxima der Bestrahlung den Breitegrad von 43 ½ und den Pol treffen, unter 62° tritt ein kleines Minimum der Bestrahlung ein, aber immerhin ist auch hier noch die Bestrahlung erheblich größer als gleichzeitig am Aequator; von 43 ½° Nord bis zum südlichen Wendekreis nimmt die Bestrahlung kontinuierlich bis auf Null ab. Setzen wir die

Strahlenmenge, welche der Aequator am 20. März erhält, gleich 1000, so wird die relative Verteilung der Strahlenmengen am 21. Juni durch folgende Zahlen [1]) in ihren wichtigsten Momenten ausgedrückt:

Nordpol	62°	43½°	Aequator	66⅕° S.
1203	1092	1109	881	0

Die Bestrahlung des Pols ist demnach am 21. Juni um mehr als 20 % größer als die größte, die der Aequator je erhält, und um 36 % größer als die am Aequator gleichzeitig stattfindende Bestrahlung. Ueberhaupt ist an jenem Pol, der sein Sommerhalbjahr hat, die Bestrahlung während 28 Tagen vor und nach der Sonnenwende, also durch 56 Tage, stärker als an irgend einem anderen Punkt der Erde und während 84 Tagen größer als die gleichzeitige am Aequator (für den Nordpol vom 10. Mai bis 3. August).

Die Intensität der Bestrahlung der südlichen Hemisphäre während ihres Sommerhalbjahres ist etwas größer als die der nördlichen, im Winterhalbjahr verhält es sich umgekehrt. Es rührt dies davon her, daß die Erde sich im Sommer der südlichen Hemisphäre in der Sonnennähe befindet, hingegen in der Sonnenferne während des Sommers der nördlichen Hemisphäre. Der Unterschied der Intensität der Sonnenstrahlen in den extremsten Fällen am 1. Januar (Perihel) und am 3. Juli (Aphel) beträgt circa $1/15$ der gesamten Strahlung [2]). Dieser Unterschied

[1]) Wählen wir die Wärmemenge, welche 1 g Wasser um 1° C. zu erwärmen vermag, zur Wärmeeinheit, so repräsentieren die obigen Zahlen innerhalb der Unsicherheit, welche über den absoluten Betrag der Sonnenstrahlung noch herrscht, beiläufig auch die täglichen Wärmesummen für eine Fläche von einem Quadratcentimeter. Sie könnten demnach als absolute Wärmemengen angesehen werden und würden dann einer Solarkonstante von 2,16 Wärmeeinheiten pro Quadratcentimeter und Minute entsprechen. Man nimmt jetzt zumeist die von Langley mit großem Aufwand von Scharfsinn aus jahrelangen Beobachtungen abgeleitete Solarkonstante von rund 3 Kalorien als die wahrscheinlichste an. Die obigen Zahlen wären dann im Verhältnis von $3 : 2{,}16 = 1{,}39$, also um rund 40 % zu erhöhen.

[2]) Bezeichnen wir die Exzentrizität mit ε, so ist die Entfernung in der Sonnennähe $1 - \varepsilon$, in der Sonnenferne $1 + \varepsilon$, die Intensitäten sind aber den Quadraten der Entfernungen verkehrt proportional, daher ist die Intensität im Perihel $\left(\frac{1+\varepsilon}{1-\varepsilon}\right)^2$, wenn die im Aphel $= 1$ gesetzt wird, oder genähert $1 + 4\,\varepsilon$. Da nun ε gegenwärtig circa $1/60$ beträgt, so resultiert daraus das im Text angeführte Verhältnis. Nimmt man nach Laplace als obere Grenze der Exzentri-

ist hinlänglich groß, um direkt sich fühlbar zu machen. Die starke Temperaturänderung, welche man fühlt, wenn man im südlichen Sommer aus dem Schatten in die Sonne tritt, setzt die nach Australien und Neuseeland kommenden Einwanderer in Erstaunen (Dove). Die Erhitzung des Bodens und die Temperaturmaxima sind in Australien und Südafrika größer als unter gleichen Breiten in der nördlichen Hemisphäre, trotz der (aus anderen Gründen) erheblich geringeren mittleren Sommerwärme.

Die Intensitäten der Sonnenstrahlung in verschiedenen Punkten der Erdbahn sind den Quadraten der Entfernungen umgekehrt, oder den Quadraten des scheinbaren Sonnenhalbmessers direkt proportional. Wollte man deshalb die Bestrahlung des Südpols am 21. Dezember kennen, so erhält man sie durch eine einfache Rechnung mittels der scheinbaren Halbmesser der Sonne, die einem astronomischen Kalender zu entnehmen sind. Der Halbmesser der Sonnenscheibe erscheint am 21. Juni unter einem Winkel von 946 Sekunden, am 21. Dezember unter einem Winkel von 978″, man hat daher:

Bestrahlung des Südpols am 21. Dezember

$$= 1203 \left(\frac{978}{946}\right)^2 = 1286.$$

Der Südpol erhält also dann um 83 Strahlungseinheiten mehr als der Nordpol am 21. Juni.

Durch den Einfluß der Aenderungen in der Entfernung der Sonne wird der jährliche Gang der Bestrahlung unsymmetrisch in beiden Jahreshälften, und in den niedrigeren Breiten, wo die jährliche Aenderung geringfügig ist, wird die ganze Form der Jahreskurve dadurch wesentlich modifiziert.

Die folgende kleine Tabelle auf S. 100 gibt die Wärmesummen (Betrag der Gesamtstrahlung) für die Solstitien und für die Zeiten der Zenithstände der Sonne

zität 0,07775 d. i. circa $^1/_{13}$, so wäre die Erwärmung im Perihel = Aphel $\left(1 + \frac{4}{13}\right)$. Dann würde also die Erwärmung in der Sonnennähe fast um $^1/_3$ größer sein als im Aphel, der Unterschied der Extreme also außerordentlich groß werden.

unter dem Aequator sowie unter 15° und 20° Nord- und Süd-Breite.

Am Aequator hat die Sonnenstrahlung eine doppelte Periode, zwei Maxima um die Zeiten der Aequinoktien und zwei Minima zur Zeit der Solstitien. Die Ungleichheit dieser beiden Extreme rührt her von der verschiedenen Sonnenferne in den verschiedenen Perioden des Jahres [1]).

Geogr. Breite	21. Dez. Betrag der Sonnenstrahlung	Kulmination		21. Juni Betrag der Sonnenstrahlung	Kulmination	
		Zeit	Betrag d. Sonnenstrahlg.		Zeit	Betrag d. Sonnenstrahlg.
20° N.	677	20. Mai	1041	1045	23. Juli	1034
15° N.	749	1. Mai	1017	1012	12. Aug.	1008
Aequator	942	20. März	1000	881	23. Sept.	988
15° S.	1081	8. Febr.	1061	701	3. Nov.	1053
20° S.	1116	20. Jan.	1101	633	21. Nov.	1094

Der größte Unterschied der Bestrahlung beträgt am Aequator bloß 12 %. Auch noch in dessen Umgebung bis zu circa 12° Nord- und Süd-Breite existiert eine doppelte Jahresperiode, unter 15° Breite ist dieselbe schon einfach, wie obige Zahlen ersichtlich machen. Die Intensität der Bestrahlung in diesen Breiten ist während des ganzen Sommerhalbjahrs beinahe konstant. Unter 20° Breite ist der Unterschied der extremen Bestrahlungen schon 368 und 483, drei- bis viermal größer als am Aequator.

Wie außerhalb der Wendekreise mit wachsender Breite die Unterschiede zwischen der Bestrahlung im Sommer- und Wintersolstitium zunehmen, ersieht man aus folgenden Zahlen, welche die Tagessumme der Sonnenstrahlung für je 10 Breitegrade und für den 21. Juni und 21. Dezember angeben.

[1]) Die Aenderung der Entfernung der Sonne ist einflußreich genug, um auch den Eintritt der extremen Bestrahlungen merklich zu verschieben. Das erste Maximum tritt schon etwas vor dem 20. März ein, das zweite erst am 14. Oktober (statt am 23. September, wo die Sonne kulminiert).

Nördliche Hemisphäre.

	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
21. Juni	1088	1107	1105	1093	1130	1184	1202
21. Dez.	520	355	197	56	0	0	0
Diff. . .	568	752	908	1037	1130	1184	1202

Südliche Hemisphäre.

21. Dez.	1163	1183	1180	1168	1207	1265	1284
21. Juni	487	332	184	52	0	0	0
Diff. . .	676	851	996	1116	1207	1265	1284

Da der zweite Faktor, von dem die Temperatur abhängt, die Ausstrahlung, mit wachsender Breite zunimmt, so sind die Temperaturunterschiede zwischen Winter und Sommer noch viel größer, als aus obigen Differenzen allein folgen würde.

Die kleine Tabelle zeigt auch, daß im solaren Klima die Gegensätze der Bestrahlung zwischen Winter und Sommer auf der südlichen Erdhälfte größer sind als auf der nördlichen, circa um 7 bis 17 %, dazu kommt noch die längere Dauer der Ausstrahlung im südlichen Winter, der um rund 8 Tage länger ist als jener auf der nördlichen Hemisphäre. Das solare Klima der südlichen Halbkugel ist demnach extremer als das der nördlichen.

Der jährliche Gang der Luftwärme an der Erdoberfläche ist zwar in erster Linie von der Sonnenwärme, außerdem aber noch von vielen sekundären meteorologischen Erscheinungen abhängig, welche verhindern, daß derselbe dem jährlichen Gang der Bestrahlung vollkommen parallel geht. Namentlich in niedrigeren Breiten, wo die jährlichen Aenderungen gering sind, können sekundäre Erscheinungen, wie z. B. der Eintritt der Regenzeiten, den solaren jährlichen Gang der Wärme erheblich stören. In höheren Breiten fallen zwar die extremen Werte der Lufttemperatur mit jenen der Sonnenstrahlung näher zusammen, überall jedoch verspäten sich die ersteren gegen die letzteren, und zwar durchschnittlich um einen Monat.

Die direkte Berechnung der Jahressumme der Sonnenstrahlung für verschiedene Breitegrade ist eine viel

schwierigere Aufgabe, als die Berechnung der täglichen Wärmestrahlung. Man kann keine einfache Formel aufstellen, aus welcher direkt diese Jahressummen bequem berechnet werden könnten [1]).

Man kann jedoch auf indirektem Wege ohne höhere Rechnungen auf folgende Weise zur Kenntnis derselben (oder auch der Wärmesummen einzelner Jahresabschnitte) gelangen.

Man berechnet mittels der im Anhange angegebenen Formel die Intensitäten der Sonnenstrahlung für halbe Monate oder noch besser für Dekaden und verzeichnet den jährlichen Gang der Sonnenstrahlung, indem man die berechneten Werte der Reihe nach in gleichen Abständen als Ordinaten über einer geraden Linie (der Abscissenachse) aufträgt. Verbindet man die Endpunkte dieser Ordinaten durch eine aus freier Hand gezeichnete Kurve, so erhält man eine Fläche, deren Inhalt der Jahressumme der Sonnenstrahlung proportional ist. Bestimmt man den Flächeninhalt dieser Figur mittels des Planimeters und dividiert ihn durch den Flächeninhalt des Rechteckes, dessen eine Seite die Länge des Jahres in dem gewählten Maßstabe, die andere (Ordinate) die Einheit der Wärmestrahlung ist, so erhält man die Jahressumme der Sonnenstrahlung. Auf analoge Weise würde man auch Summen der Monate und Jahreszeiten aus derselben Figur ableiten können. Man könnte auch die Jahreskurve, sowie das erwähnte Rechteck, in größerem Maßstabe auf ein starkes, aber gleichförmiges Papier zeichnen, ausschneiden

---

1) Eine Näherungsformel, welche die Jahressumme der Strahlung W für jeden Breitegrad bis zum Polarkreis zu berechnen gestattet, ist folgende (nach Haughton mit einigen Umstellungen und Abkürzungen):

$$W = C \cos \varphi \; (1 + 0{,}04366 \operatorname{tang}^2 \varphi + 0{,}00049 \operatorname{tang}^4 \varphi).$$

C ist die jährliche Strahlungssumme, die der Aequator erhält, d. i. 160582 A, wo A die Solarkonstante (siehe Anhang), φ die geographische Breite. Die Formel gilt nicht mehr für Breiten, wo die Sonne 24 Stunden über dem Horizont bleiben kann. Für die Breite von Wien z. B. erhält man ($\varphi = 48^0\,12'$):

$$W = 107\,034\,A\,(1 + 0{,}0436 \operatorname{tang}^2 \varphi + 0{,}00049 \operatorname{tang}^4 \varphi) \text{ d. i. } = 112\,960\,A.$$

Würde die Sonne immer am Aequator bleiben, also die Wärmemenge einfach nach dem Cosinus der geogr. Breite abnehmen, so würde die Jahressumme in der Breite von Wien bloß 107034 A Kalorien sein, die Schiefe der Ekliptik erhöht diese Wärmemenge um 5926 A Kalorien oder um $5^1/_2$ %. Setzen wir nach Langley A = 3, so wird die Jahressumme für Wien 338880 Kalorien.

und die Flächen wägen, der Quotient aus den Gewichten ist der Jahressumme der Sonnenstrahlung proportional.

Die folgende kleine Tabelle enthält für jeden fünften Breitegrad die Jahressumme der Sonnenstrahlung, ausgedrückt in Thermaltagen nach Meech. Die Einheit ist die Wärmemenge eines mittleren Aequatorialtages.

Jahressumme der Sonnenstrahlung.
Aequator = 365,24 gesetzt.

Breite	Thermaltage	Differenz	Breite	Thermaltage	Differenz
5	364,0	1,2	50	249,7	20,1
10	360,2	3,8	55	228,8	20,9
15	353,9	6,3	60	207,8	21,0
20	345,2	8,7	65	187,9	19,9
25	334,2	11,0	70	173,0	14,9
30	321,0	13,2	75	163,2	9,8
35	305,7	15,3	80	156,6	6,6
40	288,5	17,2	85	152,8	3,8
45	269,8	18,7	90	151,6	1,2

Der Pol erhält demnach $41\frac{1}{2}$ % der Wärmemenge, welche dem Aequator zukommt, während er, wenn die Sonne am Aequator bliebe, gar keine Bestrahlung erhalten würde. Je größer die Schiefe der Ekliptik, eine desto größere Wärmemenge erhält der Pol[1]). Die kleine Tabelle zeigt ferner, daß in der Nähe des Aequators, sowie in der Nähe des Pols die jährliche Wärmemenge nur wenig mit der Aenderung der Breite variiert; am raschesten ist die Aenderung zwischen dem 50. und 60. Breitegrad.

Beide Hemisphären erhalten unter gleichen Breiten gleiche jährliche Wärmemengen, trotz dem Unterschiede der Intensität der Bestrahlung in den gleichen Jahreszeiten. Während der südlichen Deklination der Sonne

[1]) Wenn die Schiefe der Ekliptik ihren Maximalwert von 24° 50,5′ erreicht, so erhält der Pol 160,0 Thermaltage, um 8,4 mehr als gegenwärtig, der Aequator um 1,7 weniger, um den 40.° herum ist die Aenderung Null.

(dem Sommer der südlichen Halbkugel) ist zwar die Bestrahlung intensiver, aber die Sonne verweilt auch um nahe 8 Tage weniger lang auf der Südseite des Aequators als auf der Nordseite, weil die Erde in der Sonnennähe sich rascher in ihrer Bahn bewegt als in der Sonnenferne. Die Astronomie lehrt, daß die Winkelgeschwindigkeit der Erde in ihrer Bahn im umgekehrten Verhältnis des Quadrats ihrer Entfernung von der Sonne variiert, d. i. also genau in demselben Verhältnis wie die Intensität der Sonnenstrahlung. Die Wärmezufuhr während eines gewissen Zeitteilchens ändert sich in jedem Punkte der Bahn genau in demselben Verhältnis, in welchem die Länge der Erde während desselben wächst, so daß gleichen Winkeln des Radius Vectors auch stets eine gleiche Wärmezufuhr entspricht. Ziehen wir von irgend einem Punkte der Erdbahn eine Linie durch die Sonne zum gegenüberliegenden Punkt, so wird die Erdbahn in zwei Teile zerlegt, welchen gleiche Quantitäten der Strahlung der Sonne zukommen. Die Ungleichheit der Intensität der Strahlung in den zwei Bahnteilen wird genau kompensiert durch die entgegengesetzte Ungleichheit in der Länge der Zeit, welche die Erde braucht, um dieselben zu durchlaufen. So kommt es, daß die nördliche Halbkugel in ihrem Sommerhalbjahre die gleiche Strahlenmenge erhält als die südliche in ihrem Sommerhalbjahre; dasselbe gilt dann auch für die Winterhalbjahre, ja selbst für die astronomischen und meteorologischen Vierteljahre.

Die mittlere Intensität der Bestrahlung der ganzen Tropenzone (bis zum Wendekreis) ist nach Meech 356,2 Thermaltage, jene der gemäßigten Zone 276,4 und der Polarzone 166,0, durchschnittlich aber für die ganze Erde 299, d. i. 5/6 der Bestrahlung des Aequators.

Unter den Resultaten, welche die bisherigen Versuche einer Messung der absoluten Intensität der Sonnenstrahlung ergeben haben, hat gegenwärtig das von Langley die größte Wahrscheinlichkeit für sich. Langley fand, daß die Sonnenstrahlung an der Grenze der Atmosphäre in einer Minute pro Quadratcentimeter

3 Wärmeeinheiten beträgt[1]). Der Querschnitt des Strahlenbündels, welches der Erde zukommt, hat den Flächeninhalt eines größten Kreises der Erdkugel, das ist $^1/_4$ der Erdoberfläche, die gesamte Wärmemenge, welche die Erde in einem Jahre erhält, ist demnach:

$$3 \times 60 \times 24 \times 365{,}2 \times R^2\pi = 2011 \times 10^{21} \text{ Kalorien}$$

oder mehr als 2 Quadrillionen Wärmeeinheiten (Kubikcentimeter und Celsiusgrade); diese Wärmemenge würde genügen, eine Eisschichte von 5380 Centimeter Dicke über der ganzen Erdoberfläche zu schmelzen.

Der Aequator erhält im Jahre 481 750 Kalorien, dieselben könnten eine um den Aequator gelegte Eisschichte von 66 m Dicke schmelzen.

Die Frage nach der solaren Temperaturverteilung auf einer Erde ohne Atmosphäre hat kürzlich Trabert beantwortet. Die jedem Breitekreis pro Tag oder Monat zukommende Wärmemenge ist gegeben, sobald man eine bestimmte Solarkonstante, also z. B. den Langleyschen Wert 3 annimmt. Die wirkliche Temperatur an einem Punkte der Erdoberfläche ist aber das Endergebnis aus dieser zugestrahlten Wärmemenge und dem Wärmeverlust durch Ausstrahlung. Die Temperatur wird unter dem Einfluß der Sonnenstrahlung steigen, bis die Ausstrahlung der Wärmezufuhr das Gleichgewicht hält. Geht man also von einem bestimmten Ausstrahlungsgesetz aus, am besten dem von Stefan, der die Ausstrahlung der 4. Potenz der absoluten Temperatur (T) proportional gefunden hat und bezeichnet mit Q die zugestrahlte Wärmemenge in Grammkalorien, so hat man die Gleichung

$$Q = a\,T^4.$$

In dieser Gleichung ist a ein Koeffizient, den Stefan zu 723 in Einheiten der 13. Dezimale bestimmt hat (also 723×10^{-13}). Daraus berechnet sich dann T, d. i. $273^0 + t$, nach dem gewöhnlichen Temperaturmaß, wenn man für Q z. B. die von Angot berechneten Wärmemengen richtig einsetzt[2]).

Man findet auf diesem Wege die mittlere Temperatur der ganzen Erde ohne Atmosphäre zu 46^0 C., die der Tagseite 178^0, jene der Nachtseite -86^0. Das wäre beiläufig die mittlere tägliche Temperaturschwankung zwischen Tag und Nacht. Von den mittleren Monatstemperaturen für jeden 10. Breitegrad führen wir hier bloß die extremen Werte an, sowie die Jahresmittel.

---

1) S. P. Langley, Researches on solar heat and its absorption by the earth's atmosphere. Washington 1884. S. a. Z. 86, S. 193.

2) Ueber die Rechnung selbst müssen wir verweisen auf Z. 94, S. 426.

Temperatur C. der extremen Monate auf einer Erde ohne Atmosphäre.

Aeq.	10	20	30	40	50	60	70	80	Pol
67	67	70	74	75	75	73	76	80	82
56	50	36	16	—10	—45	—103	—273	—273	—273
Jahresmittel.									
62	61	57	50	39	24	1	—43	—81	—105

Dies wäre nach Trabert das eigentliche „solare Klima" auf einer Erde ohne Atmosphäre. Der Einfluß der Atmosphäre auf die beobachteten Wärmegrade an der Erdoberfläche wird durch diese Rechnungsergebnisse in ein klares Licht gestellt.

Der Einfluß der Atmosphäre der Erde auf den Betrag und die Beschaffenheit der Sonnenstrahlung an ihrer Oberfläche ist ein zweifacher, ein quantitativer und ein qualitativer. Wolkenlosen klaren Himmel stets vorausgesetzt, absorbiert die Atmosphäre eine um so größere Strahlenmenge, einen je längeren Weg letztere durch dieselbe zurücklegen muß, die Sonnenhöhe kommt also nicht allein deshalb in Betracht, weil davon der Einfallswinkel der Strahlen abhängt, den wir früher in Rechnung gezogen haben, sondern weil dadurch auch die Länge des Weges bestimmt wird, den die Strahlen durch die Atmosphäre zurückgelegt haben. Die Intensität der Strahlung nimmt deshalb mit tiefer sinkender Sonne in einem viel rascheren Verhältnis ab, als es ohne die Atmosphäre der Fall sein würde.

Die folgenden Zahlen geben nach Zenker[1]) die relative Dicke der atmosphärischen Schichten an, welche die Strahlung bei verschiedenen Sonnenhöhen durchlaufen muß, sowie die durchgelassenen Strahlenmengen.

Sonnenhöhe										
0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Relative Weglängen der Strahlen durch die Luft										
44,7	10,8	5,7	2,92	2,00	1,56	1,31	1,15	1,06	1,02	1,00
Wärmeintensität auf eine zur Strahlung senkrechte Fläche										
0,0	0,15	0,31	0,51	0,62	0,68	0,72	0,75	0,76	0,77	0,78

[1]) W. Zenker Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Springer Berlin 1888.

Sonnenhöhe										
0°	5°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
Wärmeintensität auf einer horizontalen Fläche										
0,0	0,01	0,05	0,17	0,31	0,44	0,55	0,65	0,72	0,76	0,78

Die letzte Kolumne ergibt sich aus der vorhergehenden durch Multiplikation mit dem Sinus der Sonnenhöhe (oder dem Cosinus der Zenithdistanz), die Zahlen entsprechen den Langleyschen Beobachtungen, also einer ziemlich klaren Luft und geringer Luftfeuchtigkeit. Gewöhnlich nimmt man den mittleren Transmissionskoeffizienten bei senkrechtem Einfall der Strahlen nur zu 0,75 an, oder gar nur zu 0,72.

Daraus ergibt sich, daß die Intensität der Sonnenstrahlung durch das Dazwischentreten der Atmosphäre in noch viel höherem Maße von der Sonnenhöhe abhängt[1]), als wir bei den früheren Berechnungen angenommen haben, daß ferner deshalb die geographische Breite eine noch größere Rolle spielt, und die höheren Breiten in ungünstigeren Verhältnissen sich befinden, als dies den früher mitgeteilten Strahlungsintensitäten entsprechen würde. Die Aenderung der Intensität der Licht- und Wärmestrahlung mit der geographischen Breite, wie wir sie früher dargestellt haben, erleidet demnach für die Erdoberfläche erhebliche Modifikationen. Mit einem Transmissionskoeffizienten von 0,7 erhält man z. B. (nach Angot):

Breite	Aeq.	40°	N.-Pol.	Aeq.	40°	N.-Pol.
	Obere Grenze d. Atmosph.			an der Erdoberfläche		
Wintersolst.	948	360	0	552	124	0
Aequinoktien	1004	773	0	612	411	0
Sommersolst.	888	1115	1210	517	660	494

[1]) Die Abhängigkeit der Intensität der Strahlung von der Dicke der durchlaufenen atmosphärischen Schichten wird im allgemeinen ausgedrückt durch folgende Gleichung, worin q den Transmissionskoeffizienten, d die Dicke der atmosphärischen Schichte und I die Intensität der Strahlung an der Grenze der Atmosphäre bedeuten:

$$I' = I q^{d} = I q^{\sec z}.$$

Nennt man z die Zenithdistanz der Sonne, so gilt sehr genähert $d = \sec z$. Läßt jede Schichte den q^{ten} Teil der Strahlung durch, so kommt auf die zweite nur qI, von dieser wird wieder nur der q^{te} Teil durchgelassen, also kommt auf die dritte nur qqI also $q^2 I$, auf die vierte $q^3 I$ und durch die vierte Schichte

Die Summe der Wärmeabsorptionen von Sonnenaufgang bis zu Sonnenuntergang in den verschiedenen Breiten ist direkt schwer zu berechnen, Pouillet schätzte sie zu 0,5 bis 0,4 der gesamten Strahlung. Erst Angot hat die mühsamen Rechnungen durchgeführt.

Die folgenden Beobachtungen von Crova zu Montpellier lassen ersehen, daß Pouillets Schätzung zutrifft, und ihr Ergebnis, wie wir es berechnet haben, liegt den obigen Zahlen (Erdoberfläche) zu Grunde. Crova bestimmte aus stündlichen Beobachtungen an zwei ganz reinen Tagen der extremen Jahreszeiten mit möglichster Genauigkeit die Wärmesumme, welche einer horizontalen Fläche während dieser beiden Tage zukam. Wir haben zum Vergleich die Wärmemengen berechnet, welche an diesen beiden Tagen die Sonne der Breite von Montpellier (43° 36′) überhaupt zustrahlte, mittels der aus Crova's Beobachtungen folgenden Solarkonstante (2,24). Daraus ergibt sich dann von selbst die Wärmemenge, welche von der Atmosphäre während des ganzen Tages in beiden Fällen absorbiert wurde.

	4. Januar	11. Juli	
W beobachtet	161,2	574,1	Kalorien,
W berechnet	322,3	1122,0	„
Verhältnis	0,50	0,51	

Trotz der großen Verschiedenheit der Tagesdauer ($8^h\ 52^m$ und $15^h\ 2^m$) und Sonnenhöhen ist doch in beiden Fällen fast genau die Hälfte der Sonnenstrahlung von der Atmosphäre im Laufe des Tages absorbiert worden[1]). Man darf demnach wohl im allgemeinen den Satz aufstellen, daß selbst bei ganz heiterem Himmel für die mittleren Breiten die Atmosphäre die Hälfte der

geht also nur mehr Iq^4 durch. Denkt man sich die ganze Atmosphäre in n solche Schichten geteilt, so bezeichnet n auch die Dicke der Atmosphäre, und man erhält als durchgelassene Strahlung Iq^n oder Iq^d wie angegeben.

[1]) Die auf eine der Strahlung stets senkrecht gegenüber gestellte Fläche fallende Wärmemenge war nach Crova an beiden Tagen 535,0 und 876,4, die aus der Tagesdauer berechneten Wärmemengen sind 1191,6 und 2020,5, die entsprechenden Verhältniszahlen demnach 0,45 und 0,43. Für einen senkrecht der Strahlung ausgesetzten Körper gehen also sogar nahe 0,6 der Wärmestrahlung der Sonne verloren.

täglichen Wärmestrahlung der Sonne absorbiert.

Das Verhältnis zwischen der täglichen Wärmestrahlung an der Grenze der Atmosphäre und an der Erdoberfläche am Aequator haben wir für die Aequinoktien zu bestimmen gesucht, indem wir mit dem Absorptionskoeffizienten 0,75 die an die Erdoberfläche gelangende Strahlung für die verschiedenen Sonnenhöhen berechneten, diese Werte graphisch darstellten und mit dem Planimeter den Flächeninhalt der Figur bestimmten. Als Resultat ergab sich 0,57, d. h. auch am Aequator gelangt an den Tagen, wo die Sonne durch das Zenith geht, nur 57 % der wirklichen Bestrahlung an die Erdoberfläche.

A. Angot hat durch sehr mühevolle Rechnungen die Arbeiten von Meech und Wiener weitergeführt, indem er die den verschiedenen Breitegraden der Erde täglich zu 12 verschiedenen Epochen des Jahres, im Maximum und im Minimum, sowie in Summe des Sommer- und Winterhalbjahres zukommenden Wärmemengen mit Rücksicht auf die Absorption der Strahlung in der Atmosphäre berechnet hat [1]). Die von Angot berechneten Werte der Intensität der Sonnenstrahlung entsprechen also dem wirklichen solaren Klima an der Erdoberfläche, sie geben uns die Wärmemengen, welche jeder 10. Breitegrad an einem ganz heiteren Tage an der Erdoberfläche direkt von der Sonne erhält. Angot hat diese Wärmemengen für verschiedene Transmissionskoeffizienten berechnet und zwar für $q = 0{,}9$, 0,8, 0,7, 0,6. Die verschiedenen derart erhaltenen Werte werfen ein helles Licht auf den Einfluß, welchen die größere oder geringere Durchlässigkeit der Atmosphäre für die Sonnenstrahlung auf die Quantitäten, sowie auf die Verteilung der Intensität der Sonnenstrahlung an der Erdoberfläche hat. Wegen dieser ihrer Wichtigkeit haben wir einen Auszug aus den umfangreichen Angotschen

---

1) Alfred Angot, Recherches théorétiques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe. Annales du Bureau central. Tome I, 1883. Paris 1885. S. a. Z. 86, S. 540.

Tabellen in den Anhang zu diesem Abschnitt S. 126 aufgenommen.

Infolge der Absorption der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre nimmt die Intensität derselben an der Erdoberfläche gegen den Pol hin viel rascher ab, als wir früher für die Grenze der Atmosphäre gefunden haben. Bei einem Transmissionskoeffizienten unter 0,8, wie er in der That wirksam ist, gibt es am 21. Juni kein Maximum der Strahlung mehr am Pol, sondern die Strahlung nimmt von 40° an kontinuierlich gegen den Pol hin ab, und ist dort auch kleiner als gleichzeitig am Aequator. Die während eines ganzen Jahres erhaltenen relativen Wärmemengen am Pol und am Aequator unter Annahme verschiedener Transmissionskoeffizienten sind folgende [1]:

q . . .	1	0,9	0,8	0,7	0,6
Aequator	350,3	298,4	251,9	209,2	170,2
Pol . .	145,4	100,1	68,2	45,0	28,4

Bei einem Transmissionskoeffizienten von 0,7, der ziemlich dem jetzigen Zustand der Atmosphäre entspricht erhält der Pol weniger als 1/4 der Wärmemenge des Aequators, bei q = 0,6 gar nur 1/6. Je trüber die Atmosphäre ist, desto größer wird der Wärmeunterschied zwischen Pol und Aequator (im solaren Klima), desto rascher ist die Wärmeabnahme mit der Breite.

Wir wollen nun noch die Verhältnisse unter einem mittleren Breitegrad betrachten und wählen hierzu den 50. Breitegrad.

	Wärmemengen unter 50° Breite				
q = ...	1	0,9	0,8	0,7	0,6
Sommerhalbjahr	175,5	144,7	118,5	95,6	75,2
Winterhalbjahr .	64,1	45,9	32,7	22,9	15,4
Jahr	239,6	190,6	151,2	118,5	90,6

Das Verhältnis der winterlichen Sonnenstrahlung zu

---

1) Die Einheit ist die Wärmemenge eines Aequatorialtages bei mittlerer Entfernung der Erde von der Sonne, und bei der Deklination 0°, sie ist also verschieden von der von Meech, welche wir S. 103 angeführt haben. Die Wärmemenge, welche der Aequator unter diesen Verhältnissen empfängt, ist 458,4 × I, wenn I die Solarkonstante. Diese gleich 3 gesetzt, wird somit die Einheit von Angot gleich 1375,2 Grammkalorien.

der des Sommers wird immer ungünstiger, je trüber die Atmosphäre wird. Ohne Atmosphäre würde das Verhältnis von Sommer zu Winter unter 50° N. Br. gleich 2,8 sein, in Wirklichkeit (q = 0,7) ist es aber 4,2, bei q = 0,6 ist die Wärmemenge des Sommers nicht viel größer als die des Winters ohne Atmosphäre. Die ganze Jahressumme ist nur etwa die Hälfte der theoretischen.

Die größte und kleinste Wärmesumme eines Tages im Jahre[1]) unter 50° Breite ist an der Grenze der Atmosphäre: Nordhemisphäre 1112 und 198, Verhältnis 5,6 : 1, bei q = 0,7 aber 633 und 41, Verhältnis 15,4 : 1. Für die südliche Hemisphäre sind diese Werte 1188 und 185; Verhältnis 6,4, dann 676 und 38, Verhältnis 17,8, also, wie schon früher bemerkt, noch extremer.

Je kleiner der Transmissionskoeffizient wird, desto ungünstiger wird das Verhältnis des Winters zum Sommer, wie dies leicht einzusehen ist, da der Einfluß des tiefen Sonnenstandes im Winter immer stärker sich geltend macht. Alle diese Zahlen entsprechen nur den direkt von der Sonne zugestrahlten Wärmemengen, ganz heitere Tage vorausgesetzt. Die diffuse Strahlung der Atmosphäre ist dabei nicht berücksichtigt.

Der einzige Ort, dessen „solares Klima" wir durch mehrjährige regelmäßige direkte Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung genauer kennen, ist Montpellier. Crova und Houdaille haben dort seit 1883 an jedem heiteren Tage gegen Mittag die Intensität der Sonnenstrahlung gemessen. Durch stündliche Beobachtungen, später auch durch Registrierungen, wurde der tägliche Gang der Intensitäten bestimmt, und da zudem Registrierungen der Sonnenscheindauer vorliegen, sind alle Elemente gegeben, um die wirkliche, zur Erde gelangende Sonnenstrahlung im Laufe des ganzen Jahres zu berechnen.

Die mittlere Intensität der Sonnenstrahlung um Mit-

[1]) Hier ist die Wärmesumme eines Tages am Aequator zur Zeit der Tag- und Nachtgleiche und bei mittlerer Entfernung der Erde von der Sonne gleich 1000 gesetzt. Um Kalorien zu erhalten, müßte man Angots Zahlen, die Solarkonstante zu 3 angenommen, mit 1,375 multiplizieren, also um $37\frac{1}{2}$% erhöhen.

tag hat sich zu 1,08 Kalorien ergeben, das Maximum fällt auf den April mit 1,15, das Minimum auf den Dezember mit 0,98, das absolute Maximum war 1,6 Kalorien. Die Jahressumme der direkt eingestrahlten Kalorien (ohne die diffuse Strahlung) ist 71800, auf einen mittleren Julitag entfallen im Durchschnitt 325, auf einen mittleren Dezembertag nur 61 (Gramm-)Kalorien. Montpellier erhält also nur circa 20% der Strahlung, welche theoretisch seiner geographischen Breite (43° 36′) zukommt. (Die mittlere Dauer des Sonnenscheins ist 50% der möglichen Dauer.) Der Transmissionskoeffizient ist am größten im Winter (Dezember 0,71), am kleinsten im Sommer (0,48), im Jahresmittel beträgt derselbe circa 0,6 [1]).

Kürzlich hat Schukewitsch in Pawlowsk (bei Petersburg) eine zusammenhängende Reihe absoluter aktinometrischer Beobachtungen von besonderer Zuverlässigkeit begonnen, die aber für den vorliegenden klimatologischen Zweck noch nicht verwendbar sind. Er fand gleichfalls die größte Durchlässigkeit der Atmosphäre im Winter bei sehr geringem Dampfdruck, die kleinste im Sommer (bei 24° Sonnenhöhe 1,06 Kalorien, gegen 1,27 zu Anfang März) bei hohem Dampfdruck. Rep. für Met. Bd. XVII, 1894, Z. 95 [50].

In letzter Zeit hat W. Zenker die „Strahlenmenge" des Jahres und der einzelnen Monate am Grunde der Atmosphäre berechnet für jeden zweiten Breitegrad von 70° bis 10°. Die derart entstandene Tabelle [2]) kann für mancherlei Anwendungen nützlich werden. Auf Grund dieser ermittelten Strahlenmengen und der entprechenden beobachteten mittleren Lufttemperaturen wird der Versuch gemacht, den „klimatischen Wärmewert der Sonnenstrahlen" festzustellen, worüber in einem folgenden Abschnitt das Wichtigste mitgeteilt werden wird.

Ein großer Teil der Strahlung, welche der Erdoberfläche durch die Atmosphäre entzogen wird, wird ihr

[1]) Vgl. Z. 88, S. 198; Z. 92, S. 303; Z. 95, S. 184.

[2]) Ueber den klimatischen Wärmewert der Sonnenstrahlen und über die zum thermischen Aufbau der Klimate mitwirkenden Ursachen Z. 92, S. 336 und 380. In Zenkers neuestem großen Werke „Der thermische Aufbau der Klimate" finden sich diese monatlichen Strahlenmengen von 2 zu 2° für die ganze Erde.

jedoch wieder ersetzt durch die Strahlung der Atmosphäre selbst. Die in der Atmosphäre suspendierten feinen Teilchen (kleinste Wassertröpfchen, Stäubchen oder andere kleine Teilchen) [1]) reflektieren und zerstreuen die Sonnenstrahlung und machen so die Atmosphäre selbst leuchtend und zu einer Licht- und Wärmequelle (diffuses Tageslicht), welche wegen ihrer großen Ausdehnung von erheblicher Wirkung ist. Besonders in höheren Breiten, wo die Zerstreuung und Absorption der direkten Strahlung bei dem tiefen Sonnenstande sehr groß ist (dafür aber auch die Dämmerung sehr lange) wird die diffuse Strahlung des Himmels von großer Wichtigkeit.

Wenn es gestattet wäre, die diffuse Wärmestrahlung des Himmels bei einer Sonnenhöhe von $23\frac{1}{2}{}^{0}$ der des Lichtes gleich zu setzen, so würde sie am Nordpol am 21. Juni circa 367 Wärmeeinheiten betragen, so daß die gesamte Strahlung wieder auf 951 Kalorien steigen würde (gegen 1202 an der Grenze der Atmosphäre, stets für eine horizontale Fläche).

Messungen der Strahlung der Atmosphäre in absolutem Maße bei Nacht verdanken wir Maurer und Pernter. Maurer fand zu Zürich im Juni die nächtliche Ausstrahlung bei heiterem Himmel gleich 0,13 Grammkalorien (cm-Minute). Nach dem Stefanschen Strahlungsgesetz hätte die Kupferplatte bei ihrer Temperatur von 15° eine Wärmemenge von 50 Kalorien ausstrahlen müssen, wenn die Atmosphäre ihr nicht wieder Wärme zugestrahlt hätte, diese Strahlung betrug also 0,37 Grammkalorien, d. i. mehr als ein Zehntel der Sonnenstrahlung an der oberen Grenze der Atmosphäre, und zwar bei Nacht. Pernters Beobachtungen auf dem Sonnblickgipfel, 3100 m, in einer Februarnacht bei —12° C. ergaben eine Ausstrahlung von 0,20 Kalorien und eine Strahlung der Atmosphäre von 0,12 Kalorien (cm-Minute).

Auch zerstreute oder dünne Wolken machen sich als Reflektoren der Sonnenstrahlung geltend, und die in gewöhnlicher Weise als Grad der Himmelsbedeckung der

[1]) Nach Kapitän Abney machen seine eigenen Beobachtungen in verschiedenen Seehöhen, kombiniert mit anderen in Laboratorien, es wahrscheinlich, daß die Partikelchen, welche die auswählende (selektive) Lichtzerstreuung bewirken, Wasserteilchen sind. Ihre Dimensionen sind wahrscheinlich sehr übereinstimmend und sehr klein gegenüber den Wassertröpfchen, welche die Nebel und Wolken bilden.

Ausdehnung nach (nicht der Dicke) geschätzte Bewölkung schwächt deshalb nicht in dem Maße die Strahlung, als man gewöhnlich annimmt. Die Bewölkung kann sogar, wenn die Wolken günstig der Sonne gegenüber stehen, die Intensität der Strahlung über das Maß erhöhen, das bei ganz reinem Himmel möglich wäre, wie man schon zuweilen in der That beobachtet hat. Radau zeigt aus den aktinometrischen Messungen zu Montsouris, daß die Monatsmittel der direkt geschätzten Heiterkeit des Himmels stets geringer sind, als die aus den aktinometrischen Resultaten berechneten, namentlich ist das der Fall in der wärmeren Jahreshälfte (Sommer: Bewölkung beobachtet 5,6, berechnet 3,6; Jahr: beobachtet 6,9, berechnet 5,0).

Das diffuse Licht beträgt (nach Clausius) bei 40° Sonnenhöhe circa 1/4 des direkten Sonnenlichtes, welches eine senkrecht der Strahlung ausgesetzte Fläche erhält, für die horizontale Fläche ist das Verhältnis 2/5, und je kleiner der Transmissionskoeffizient wird, desto größer wird das Verhältnis des diffusen Lichtes zum direkten Sonnenlicht [1]).

Langley gibt für einen sehr heiteren Oktobertag das Verhältnis von Sonnenlicht zum totalen Himmelslicht bei 38° Sonnenhöhe zu 1/5 an, bei senkrechtem Einfall des ersteren.

Das diffuse Licht erhöht die Gesamtbeleuchtung einer horizontalen Fläche derart, als wenn die Sonne um 5° höher stehen würde. Noch erheblicher ist die chemische Wirkung des diffusen Lichtes, denn Bunsen und Roscoe fanden, daß erst bei einer Sonnenhöhe von circa 19° die direkte chemische Wirkung der Sonne jene des diffusen Lichtes übertrifft. Für ein Auge, das dieselbe relative Empfindlichkeit gegen die verschiedenen Strahlengattungen haben würde, wie die Substanzen, mit denen die chemische Wirkung der Strahlung geprüft worden ist, also gegen Blau und Violett am empfindlichsten wäre, würde die Er-

---

[1]) Bei einem Absorptionskoeffizienten von 0,60 würde bei einer Sonnenhöhe von 30° die direkte Beleuchtung einer horizontalen Fläche schon kleiner sein als die durch das diffuse Tageslicht.

leuchtung einer Fläche durch die direkte Sonnenstrahlung erst dann jener durch das Himmelslicht gleich werden, wenn die Höhe der Sonne 19° über dem Horizont erreicht hat[1]).

Direkte Messungen über die optische Helligkeit des Himmels und der direkten Sonnenstrahlung unter verschiedenen Breiten fehlen fast gänzlich. Da aber die Atmosphäre gegen die leuchtenden Strahlen sehr durchlässig ist, so lassen die nach den Formeln von Meech für verschiedene Breiten berechneten Lichtmengen die wirklichen Verhältnisse der möglichen Beleuchtung in den verschiedenen Klimaten ziemlich annähernd beurteilen, namentlich da das diffuse Licht die Schwächung der direkten Strahlung durch die Atmosphäre zum Teil wieder ersetzt. Für die höheren Breiten verlängert das diffuse Licht der Atmosphäre während der langen Dämmerung die Lichtdauer erheblich über das Maß, welches sie ohne Atmosphäre erhalten würden.

Eine mehrjährige Reihe von Tageslichtmessungen hat Leonhard Weber in Kiel ausgeführt[2]). Er hat die mittägige Ortshelligkeit für eine horizontale Fläche nach einer Lichteinheit (Meterkerzen) bestimmt, und zwar für Grün und Rot, da sich das weiße Tageslicht nicht physikalisch streng mit dem Kerzenlicht vergleichen läßt. Im dreijährigen Mittel war die Tageshelligkeit um Mittag (im Mittel aller Tage, heiterer wie trüber und Tagen mit Niederschlägen) im Minimum im Dezember und zwar für Rot (in Tausenden von Meterkerzen) 2,5, für Grün 9,0, im Maximum im Mai und Juli mit 27,8 und 26,3 für Rot und 98,5 und 100,4 für Grün (mittlere Bewölkung 7,8, 6,0 und 7,1, Sonnenscheindauer 1,0, 7,9 und 7,1 Stunden). Die Jahresmittel sind für Rot 16,3, für Grün 59,4.

Die an klaren Tagen bloß vom direkten Sonnenlicht herrührende Ortshelligkeit berechnet Weber im Dezember zu 3,4 Rot und 5,4 Grün, im Mai zu 27,5 Rot und 64,0 Grün, im Juli 28,4 Rot und 66,6 Grün. Im Rot kommt das gesamte Tageslicht den für das direkte Sonnenlicht allein berechneten Werten gleich, die Bewölkung ändert also den Betrag nicht, im Grün überwiegt das gesamte Tageslicht das direkte Sonnenlicht. An Tagen mit hellen weißen Wolken kann die Menge des diffusen Lichtes sehr stark

---

1) Neuere Beobachtungen von Brennard in Dacca (Indien) ergaben dafür eine Sonnenhöhe von 13°, bei tieferem Sonnenstande ist das Himmelslicht chemisch wirksamer als das direkte Sonnenlicht. Z. 91, S. 185.

2) Schriften des naturw. Vereins für Schleswig-Holstein Bd. X u. Z. 85d.

erhöht werden. Am 5. Juni 1892 war die beobachtete Helligkeit im Grün (284000 Meterkerzen) 4mal so groß als die nur von den direkten Sonnenstrahlen herrührende Helligkeit, 3/4 des Lichtes stammten an diesem Tage von diffusem Lichte, 1/4 von direktem Sonnenlicht. Die Bewölkung war zu 7 geschätzt, die Sonnenscheibe aber klar.

Die folgenden Zahlen lassen den jährlichen Gang der gesamten Wärmestrahlung (Sonne und Himmel) zu Paris gegen einen frei in der Luft befindlichen Körper beurteilen; die möglichen Wärmemengen in der Breite von Paris sind daneben angeführt. Man erfährt aus diesen Zahlen, daß die Wärmestrahlung im Juli mehr als fünfmal größer ist als im Dezember, und daß Paris im Jahresmittel wenig mehr als die Hälfte der seiner Breite entsprechenden Wärmestrahlung erhält, im Winter sogar nur 1/3.

Es ist von Interesse, damit auch gleich den jährlichen Gang der chemischen Intensität der Strahlung zu vergleichen, weshalb die Monatsmittel derselben für einen Paris benachbarten Ort nach den 4jährigen Messungen von Marchand in die folgende Tabelle S. 117 mit aufgenommen sind. In Fécamp (wie zu Kew) ist die Intensität der chemischen Strahlung zur Zeit des Sommersolstitiums circa 10mal größer als zur Zeit des Wintersolstitiums (alle Zahlenwerte der Tabelle sind als Relativzahlen zu betrachten). Der Totaleffekt der gesamten chemischen Strahlung auf eine horizontale Fläche (Sonne und Himmel) entsprach zu Fécamp zur Zeit des Sommersolstitiums einer Kohlensäureentwickelung von 35 ccm; davon kommen auf die Sonne allein 23 ccm, auf das diffuse Licht 12 ccm. Ein leichter Wolkenschleier kann die Wirkung des Himmelslichtes vervierfachen [1]).

Zur Beurteilung der chemischen Intensität der Strahlung in verschiedenen Klimaten besitzen wir dank der von Bunsen und Roscoe angeregten Messungen ein reicheres Material, wenngleich dasselbe auch noch sehr der Vervollständigung bedürftig erscheinen muß. Für nahe die gleiche Sonnenhöhe von circa 53° ergaben die Messungen

1) Ueber das Photometer von Marchand s. Z. 79, S. 258.

folgende relative chemische Intensität der gesamten Strahlung (Sonne und Himmel): Manchester (53,5° N.) 183; Heidelberg (49,4° N.) 437; Para (1,5° S.) 724.

Zeit	Dezbr.	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Oktober	Novbr.	Jahr
Gesamte Wärmestrahlung[1]) (Sonne und Himmel) zu Montsouris. 8jährige Monatsmittel													
1872/79	9,4	11,7	14,4	25,9	35,3	43,1	46,6	47,5	39,4	31,2	20,8	12,4	28,2
Mögliche Wärmestrahlung													
—	31,3	34,4	41,1	51,1	66,7	74,3	76,7	75,6	69,9	57,2	43,3	36,1	54,8
Mittlere tägliche chemische Wirkung zu Fécamp nach Marchand													
1869/72	1,8	1,8	3,9	6,4	14,1	19,5	21,0	21,4	18,9	13,7	6,9	2,9	11,0

Für Kew waren die Mittel der chemischen Intensität der Strahlung: November—Januar 11,0, Februar—April 45,9, Mai—Juli 91,5 und August—Oktober 74,0, Jahresmittel 55,3.

Tägliche Messungen der gesamten chemischen Intensität des Tageslichtes um 1^h p. m. zu Petersburg ergaben ein ähnliches Verhältnis zwischen Winter und Sommer, das Mittel der Monate November—Februar war 0,03, jenes der Monate Mai—Juni 0,26[2]).

Gleichzeitige Messungen an drei Apriltagen (1866) zu Kew bei London und zu Para ergaben eine an letzterem Orte nahe 20mal größere Intensität der chemischen Strahlung; vergleicht man selbst den August von Kew mit dem April von Para, so stellt sich die chemische Strahlung an letzterem Orte noch 3,3mal intensiver heraus.

Die direkten Messungen der chemischen Intensität des Tages- und des Sonnenlichtes von Bunsen und Roscoe gestatten, die Abhängigkeit derselben von der Sonnenhöhe zu ermitteln und diese Intensitäten für verschiedene

---

[1]) Das in Paris verwendete Aktinometer Arago-Davy gestattet aber nur die Messung der leuchtenden Wärmestrahlung, die dunkeln Strahlengattungen sind durch die Glashülle fast ausgeschlossen, wie auch der aus den Angaben dieses Aktinometers berechnete Absorptionskoeffizient beweist, der gleich 0,875 gefunden wurde, größer noch als ihn Bouguer für das Licht fand.

[2]) Stelling, Photochemische Beobachtung der Intensität des Tageslichtes. Rep. für Met. Tome VI, u. Pernter, Z. 79, S. 41. Derselbe, Resultate der bisherigen Messungen Z. 79, S. 401.

Breitegrade mit großer Annäherung an die Wahrheit zu berechnen. Die folgenden Zahlen geben die berechneten relativen Intensitäten der chemischen Strahlung an, welche eine horizontale Fläche während eines ganzen Tages zur Zeit des Frühlingsäquinoktiums direkt von der Sonne und vom Himmel erhält.

Dieselben lassen die große Superiorität des Aequatorialklimas in Bezug auf die Intensität der direkten Strahlung erkennen. Sie können auch bis in mittlere Breiten hinauf als genähertes Maß der Intensität der jährlichen chemischen Strahlung genommen werden, weil die stärkere Intensität der Strahlung im Sommer durch die geringere im Winter nahe kompensiert und das Jahresmittel auf das Maß der Aequinoktialstrahlung zurückgeführt wird.

Ort	Breite	Chemische Intensität		
		der Sonne	des Himmels	Total
Pol	90°	0	20	20
Melville-Insel . . .	75	12	106	118
Reykiavig	64	60	150	210
Petersburg	60	89	164	253
Manchester . . .	53	145	182	327
Heidelberg	49	182	191	373
Neapel	41	266	206	472
Kairo	30	364	217	581
Bombay	19	438	223	661
San José (Costarica)	10	475	226	701
Quito	0	489	227	716

Man ersieht aber ferner aus den obigen Zahlen auch, daß das diffuse Himmelslicht bis gegen die Breite von Heidelberg herab die direkte Strahlung der Sonne übertrifft und zwar in höheren Breiten bedeutend, unter dem Aequator ist dessen Intensität dagegen kaum die Hälfte der direkten Sonnenstrahlung. Die Bedeutung der Atmosphäre als Regulator der Verteilung der gesamten Strahlung durch Abschwächung der großen Differenzen der direkten Strahlung unter verschiedenen Breiten tritt hierdurch deutlich hervor. Heidelberg z. B. würde von der

Sonne allein fast nur $^1/_3$ und Petersburg weniger als $^1/_5$ der Strahlung des Aequators erhalten, durch die lichtzerstreuende Kraft der Atmosphäre wird dieses Verhältnis aber auf mehr als $^1/_2$ und $^1/_3$ erhöht.

Bunsen und Roscoe machen die wichtige Bemerkung, daß die photochemischen (wie die optischen) Klimagürtel sich dadurch wesentlich von den thermischen Klimagebieten unterscheiden, daß auch ihre reale Verteilung einem viel einfacheren Gesetz folgen muß als die der letzteren. Während der Wärmezustand, welcher durch die Sonnenstrahlung in der Atmosphäre erzeugt wird, durch Luft- und Meeresströmungen unregelmäßig über die Erdoberfläche verteilt wird, weil die an einem Orte hervorgerufene Erwärmung durch die Konvektionsströmungen (sowie durch die latente Wärme des Wasserdampfes) auf andere Orte übertragen werden kann, ist dies mit der chemischen Wirkung nicht der Fall, sie haftet auf dem Platz, auf welchen die direkte Strahlung fällt. Die Lichtwirkung (optische Helligkeit) und die chemische Wirkung und, fügen wir hinzu, auch die Wirkung der strahlenden Wärme (im Gegensatz zur Luftwärme) ist in ihrer Verteilung an die Breitekreise gebunden. Darüber daß die direkte Strahlung einer der wichtigsten klimatischen Faktoren ist, kann kein Zweifel bestehen. Dadurch werden aber die Untersuchungen über die Verteilung der gesamten Intensität der Strahlung der Sonne von viel größerer Wichtigkeit für die Klimatologie, als man gewöhnlich annimmt, und den Klimagürteln der alten Geographen muß insofern ihre Berechtigung wieder zuerkannt werden, als sie das Prinzip der Einteilung der Klimagebiete nach Breitekreisen repräsentieren [1]).

Die selektive Absorption der Atmosphäre und ihre Bedeutung für die Temperatur an der Erdoberfläche. Wir müssen schließlich das Verhalten der Erdatmosphäre gegen die Sonnenstrahlung auf Grund der neueren

---

[1]) Die älteren Arbeiten über Sonnenstrahlung bis gegen 1877 finden sich vorzüglich zusammengestellt und verarbeitet bei R. Radau, La lumière et les climats. Les radiations chimiques du soleil. Actinométrie. Sämtlich im Jahr 1877 bei Gauthier Villars in Paris erschienen. Man sehe auch F. Houdaille, Mét. agricole. Le soleil et l'agriculteur. Masson, Paris 1898.

Untersuchungen noch etwas näher ins Auge fassen, um die wichtige Rolle, welche die Atmosphäre in der Wärmeökonomie der Erde spielt, zu verstehen und zu würdigen. Durch jahrelang fortgesetzte äußerst sorgfältige Messungen der Absorption der verschiedenen Strahlengattungen, welche uns die Sonne zusendet, hat Langley gefunden, daß die Absorption vom blauen Ende des Spektrums gegen das rote Ende hin abnimmt, daß also die sogen. chemischen Strahlen und dann auch die leuchtenden Strahlen stärker geschwächt werden beim Durchgang durch die Erdatmosphäre als die roten und die ultraroten. Damit hat er eine früher allgemein verbreitete irrige Ansicht widerlegt, nach welcher die Atmosphäre wie das Glas gegen die ultraroten Strahlen fast undurchlässig sein sollte [1]). Mit zunehmender Höhe, also abnehmender Dicke der atmosphärischen Schichten, wird das Sonnenlicht viel reicher an blauen, kurzwelligen, stärker brechbaren Strahlen. Das Maximum der Intensität der Strahlung liegt im Spektrum bei tiefer Sonne zwischen Rot und Orange (bei Wellenlänge 0,7 Mikron), bei hoher Sonne in der Mitte des Gelb ($\lambda = 0{,}6$) und an der Grenze der Atmosphäre wahrscheinlich zwischen Grün und Blau ($\lambda = 0{,}5$).

Die wahre Natur dieser Wirkung der Atmosphäre ist durch die theoretischen Untersuchungen von Lord Rayleigh aufgehellt worden. Derselbe zeigte, daß ein trübes Medium, wie es unsere Atmosphäre ist, die durchgehende zusammengesetzte Strahlung in der Weise diffus reflektiert, zerstreut und dadurch schwächt, daß die kurzwelligen Strahlen davon am stärksten, die langwelligen am wenigsten betroffen werden [2]). Dies stimmt also mit der oben angeführten von Langley gefundenen Thatsache eines abnehmenden Transmissionskoeffizienten vom roten gegen das blaue Ende des Spektrums. Abney konnte später direkt zeigen, daß das von Rayleigh aufgestellte Gesetz

---

[1]) Die Transmissionskoeffizienten bei hoher Sonne sind nach Langley für Strahlen am Ende des Violett 0,35, für die Strahlen Mitte gelb 0,88, für jene am roten Ende des Spektrums 0,95.

[2]) Die Größe der diffusen Reflexion ist der vierten Potenz der Wellenlänge verkehrt proportional.

der diffusen Reflexion an feinen in einem Medium suspendierten Teilchen in der That bei der Schwächung des Sonnenlichtes in der Atmosphäre befolgt werde.

Diese diffus zerstreuten Licht- und Wärmestrahlen gehen für die Erdoberfläche durchaus nicht ganz verloren, denn sie sind es, welche das Himmelsgewölbe selbst leuchtend machen, das diffuse Tageslicht liefern und das ganze Himmelsgewölbe zu einer Licht- und Wärmequelle für uns machen. Da die blauen Strahlen am meisten zerstreut werden, so erklärt sich daraus die blaue Farbe des Himmels, der größere Reichtum des diffusen Lichtes an blauen, chemisch wirkenden Strahlen.

Man hatte bisher den Einfluß der Atmosphäre auf die Temperatur an der Erdoberfläche mit jenem der Glasfenster unserer Warmhäuser in den Gärten verglichen, welche die leuchtende Wärmestrahlung der Sonne fast ungeschwächt durchlassen, dagegen für die dunkle (langwellige) Strahlung der innerhalb befindlichen durch sie erwärmten Gegenstände fast ganz undurchlässig sind. So wird die Wärme innerhalb der Glasfenster gleichsam gefangen gehalten, in Form kurzwelliger Strahlung wird sie frei eingelassen, innen aber in langwellige Strahlung umgesetzt, und diese kann das Glas nicht mehr passieren. Langley hat diese so plausible und bequeme Erklärung der Wirkung der Atmosphäre scheinbar widerlegt, denn nach seinen Untersuchungen werden die roten und ultraroten Strahlen von der Atmosphäre weniger zerstreut als die leuchtenden kurzwelligeren Strahlen, der Vergleich der Lufthülle der Erde mit den Glasfenstern der Warmhäuser scheint also nicht mehr zu passen. Die Erklärung der wärmeaufspeichernden Wirkung der Atmosphäre muß also anderswo gesucht werden. Nun übt die Atmosphäre auf die sie passierende Strahlung der Sonne außer der diffusen Zerstreuung derselben, welche wir oben erläutert haben, auch noch eine andere Wirkung aus. Sie absorbiert gewisse Strahlengattungen ganz, so daß selbe im Spektrum als dunkle Bänder, vergleichbar den Fraunhoferschen Linien der Sonnenatmosphäre, erscheinen. Im ultraroten Teile des Spektrums namentlich

treten breite kalte Bänder auf, welche beweisen, daß die Erdatmosphäre diese fehlenden Strahlengattungen gänzlich absorbiert und sich also auf Kosten derselben erwärmt hat. Da diese breiten kalten Bänder hauptsächlich im ultraroten Teile des Spektrums liegen, so hat die Atmosphäre doch etwas mit dem Glase gemein, und der Vergleich ihrer Wirkung auf die Temperatur an der Erdoberfläche mit jener der Glasfenster erscheint in dieser Hinsicht wieder statthaft. Die dunkle langwellige Strahlung der von den leuchtenden Sonnenstrahlen erwärmten Erdoberfläche wird in der Atmosphäre sehr stark absorbiert und zurückbehalten, also Wärme in derselben aufgespeichert, wie hinter den Glasfenstern eines Warmhauses.

Die Absorption der dunklen Strahlung in der Atmosphäre ist nach Angström und Paschen hauptsächlich auf Rechnung des Wasserdampfes und der Kohlensäure zu setzen, Stickstoff und Sauerstoff zeigen kaum eine solche Wirkung.

Trotz des geringen Kohlensäuregehaltes der Atmosphäre ist die Wirkung derselben auf die Erwärmungsverhältnisse der letzteren nicht gering anzuschlagen [1]).

Die Hauptrolle spielt aber wohl der Wasserdampfgehalt der Luft. In einer wasserdampf- (und kohlensäure-) reichen Atmosphäre kann viel mehr Wärme an der Erdoberfläche aufgespeichert werden, als in einer sehr trockenen Atmosphäre.

Da mit zunehmender Seehöhe der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre viel rascher abnimmt als der Luftdruck, so nimmt die wärmeabsorbierende und aufspeichernde Wirkung der Atmosphäre mit der Höhe rasch ab; die Schwächung der Sonnenstrahlung in Bezug auf Licht und Wärme hält also nicht gleichen Schritt, wie schon Langley gefunden hat. Die Anwesenheit des Wasserdampfes zeigt sich fast nur im ultraroten Teile des Spektrums

---

[1]) Lecher hat gezeigt, daß eine Schichte Kohlensäure von 1 m Dicke 13 % der Sonnenstrahlung absorbiert. Die Absorptionsbänder der Kohlensäure liegen namentlich bei der Wellenlänge 4 μ, die des Wasserdampfes bei 2,6 μ. Knut Angström ist geneigt, mit Rücksicht auf diese Absorptionen, die Solarkonstante noch größer anzunehmen als Langley, bis zu 4 Kalorien. Wiedemanns Annalen 1890, Bd. XXXIX, 267, 294.

(durch kräftige Absorption) wirksam, fast gar nicht im leuchtenden Teile desselben, der Wärmeeffekt der Sonnenstrahlung mindert sich deshalb viel mehr mit zunehmender Dicke der Atmosphäre, als deren Leuchtkraft.

Gute Bemerkungen über die „atmosphärische Oekonomie in Bezug auf die Sonnenstrahlung" hat Arth. Searle gemacht[1]). Die Atmosphäre hat zunächst die Eigenschaft Wärme vom erwärmten Erdboden leicht aufzunehmen, indem die unten erwärmten Luftteilchen aufsteigen und kälteren Platz machen, und so die Wärme durch Konvektionsströmungen in die höheren Schichten hinaufbringen; sie verliert aber diese Wärme nicht so leicht wieder, auch wenn der Boden erkaltet, denn dann wirkt die Abkühlung nur auf die untersten Luftschichten durch Wärmeleitung, also sehr langsam und schwach. Dazu kommt noch folgendes. Die erwärmte aufsteigende Luft kühlt durch Ausdehnung, also dynamisch ab, ihre potentielle Temperatur (ihr Wärmeinhalt) bleibt aber dabei dieselbe. Sowie sie nun z. B. im atmosphärischen Kreislauf in höheren Breiten oder als Föhn wieder herabsinkt, erwärmt sie sich wieder, ihre frühere Wärme kommt der Erdoberfläche wieder zu gute. Dadurch aber, daß sie viel kälter in die Höhe kommt, ohne zugleich potentielle Temperatur einzubüßen, schützt sie sich gegen stärkeren Wärmeverlust durch Ausstrahlung ihrer Wärme. Derart begünstigt die gasförmige ausdehnsame Hülle der Erde die Ansammlung eines gewissen Wärmevorrates in derselben.

Anhang.

Berechnung der Intensität der Sonnenstrahlung.

Bezeichnen wir mit δ die Deklination der Sonne, mit φ die geographische Breite, mit t die Länge des halben Tagbogens der Sonne, mit d den scheinbaren Halbmesser der Sonne und mit C eine erst zu bestimmende konstante Größe, so erhält man die tägliche Strahlenmenge für einen bestimmten Tag des Jahres und eine bestimmte geographische Breite aus der Formel[2]):

(I) $$W = Cd^2 (\sin \delta \sin \varphi\, t + \cos \delta \cos \varphi \sin t).$$

---

[1]) Proc. American Academy. 1889, Vol. XVI.

[2]) Siehe Meech: On the relative intensity of the heat and light of the sun (Washington 1856), p. 16, oder Wiener: Ueber die Stärke der Bestrahlung der Erde durch die Sonne. Zeitschr. f. Meteorol., Bd. XIV (1879).

Die Länge des halben Tagbogens berechnet man bekanntlich mittels der Formel

$$\cos t = - \operatorname{tang} \delta \operatorname{tang} \varphi.$$

Durch Substitution dieser Gleichung in die Gleichung I erhält dieselbe die zur Rechnung bequemere Form:

$$\text{(II)} \qquad W = C d^2 \sin \delta \sin \varphi \, (t - \operatorname{tang} t).$$

t ist die Länge des Tagbogens (für den Halbmesser 1). Für die Frühlingsnachtgleiche und den Aequator $\left(\delta = 0,\ \varphi = 0,\ t = \frac{\pi}{2}\right)$ reduziert sich die Gleichung I auf:

$$W' = C d^2$$

aus welcher sich die Konstante C bestimmen läßt. Wir haben den Wert $W' = 1000$ gesetzt (Meech = 1). Dann wird, da $d = 965''$ (für den 20. März) $C = 0{,}00107$.

Wir können aber unter Annahme einer bestimmten Solarkonstante (A) diese Wärmemenge auch in Kalorien berechnen.

Wenn die Sonne am Aequator steht, so ist die Taglänge 12 Stunden, die Wärmemenge auf einer der Sonne stets senkrecht gegenübergestellten Fläche also $12^h \times 60^m \times A = 720\,A$. Die Bestrahlung der horizontalen Erdoberfläche ist aber natürlich kleiner und zwar im Verhältnis, in welchem der Durchmesser des Halbkreises (Tagbogen, steht senkrecht auf dem Horizont) kleiner ist, als dieser selbst, d. h. $2r : r\pi = 2 : \pi$. Die Wärmemenge ist also $2 \times 720\,A : \pi = 458{,}4\,A$. Wenn die Solarkonstante A für die mittlere Entfernung der Erde eingesetzt und etwa mit Langley gleich 3 genommen wird, so entspricht dem 20. März am Aequator eine Wärmemenge von $1375{,}2 \times (965'' : 961'')^2 = 1386{,}7$ Kalorien. Wir haben dieselbe früher = 1000 gesetzt, was einer Solarkonstante von 2,16 Kalorien entspricht. Unsere Relativzahlen sind also um rund 39 % zu erhöhen, um Kalorien zu erhalten, jene von Angot (der die Wärmemenge in der mittleren Entfernung d. i. für $d = 961''$ gleich 1000 gesetzt hat) um $37\frac{1}{2}$ %.

In Wärmeeinheiten mit der Langleyschen Solarkonstante wird also die Gleichung II

$$\text{(III)} \qquad W = 1386{,}7 \, (d : 965'')^2 \sin \delta \sin \varphi \, (t - \operatorname{tang} t).$$

Die Gleichung I gibt für den Fall, daß die Sonne immer am Aequator bliebe, ein einfaches Gesetz für die Wärmeabnahme mit der geographischen Breite. Denn setzen wir $\delta = 0$, so ist t überall $= \frac{\pi}{2}$ und es wird

$$W = C d^2 \cos \varphi.$$

Die Wärme würde also mit dem Cosinus der geographischen Breite abnehmen. Für niedrigere Breiten gilt dieses Gesetz in der That ziemlich nahe.

Für die Wärmemengen am Pol erhält man für die Zeit,

wo die Sonne über dem Horizont steht und nicht untergeht, aus I, wenn $\varphi = 90^0$ gesetzt wird, $t = \pi$, weil der halbe Tagbogen dann 180^0 wird

$$W = Cd^2\pi \sin \delta.$$

Da für den Aequator

$$\left(\varphi = 0,\ t = \frac{\pi}{2}\right)\ W = Cd^2 \cos \delta$$

so verhalten sich die gleichzeitigen Wärmemengen am Pol zu jenen am Aequator wie $\pi \sin \delta : \cos \delta$ oder W am Pol = W am Aequator $\times\ \pi$ tang δ. Die Wärmemengen am Pol und Aequator werden gleich für $1 = \pi$ tang δ, also $\delta = 17^0\ 14'$ d. h. vom 10. Mai bis 3. August d. i. während 86 Tagen ist die Bestrahlung des Poles stärker als die des Aequators. Für $\delta = 23^0\ 27'$ wird das Maximum der Bestrahlung des Poles = Aequator $\times$ 1,364. Die Bestrahlung des Poles ist dann um mehr als 36 % größer als die gleichzeitige am Aequator.

Für einen bestimmten Ort, also Wien z. B. ($\varphi = 48^0\ 12'$) gibt die Gleichung III für die Zeiten der Solstitien:

1) 21. Dezember $\delta = -23^0\ 27'$, $d = 978''$
$t = 4^h\ 5^m = 61^0\ 15'$ oder im Bogen 1,0690
tang $t = 1{,}8228$, somit t — tang $\delta = -0{,}7538$
und somit $W = 319$.

2) 21. Juni $\delta = +23^0\ 27'$, $d = 946''$, $t = 118^0\ 45'$
t — tang $= 3{,}8954$, daraus folgt $W = 1541$.

Für einen Ort der südlichen Hemisphäre in der Breite von Wien wären diese Werte am 21. Juni 298 und am 21. Dezember 1647. Sie ergeben sich unmittelbar aus obigen Werten durch Multiplikation mit $(946 : 978)^2$ und umgekehrt.

Würde die Sonne immer in mittlerer Entfernung am Aequator bleiben, so wäre die Wärmemenge, welche derselbe im Laufe eines Jahres empfangen würde gleich:

$$365{,}24 \times 458{,}4 \times A = 167416 \, . \, A.$$

Da sich aber die Sonne um die Schiefe der Ekliptik vom Aequator entfernt, so ist die jährliche Wärmemenge, die derselbe empfängt, kleiner in dem Verhältnis, in welchem der Umfang einer Ellipse mit der halben großen Achse a und einer Exzentrizität gleich dem Sinus der Schiefe der Ekliptik kleiner ist, als der Umfang eines Kreises vom Halbmesser a. Für $23^0\ 28'$ ist dieser Reduktionsfaktor daher 0,95918, demnach ist die jährliche Wärmemenge am Aequator: $160582 \times A$ oder $A = 3$ gesetzt 481750 Kalorien.

Da $365{,}24 \times 0{,}9592 = 350{,}4$ ist, so setzt Angot die Wärmemenge am Aequator gleich 350,4 mittlere Wärmetage. Dieselben sind mit 458,4 A zu multiplizieren um die Wärmemengen in Kalorien auszudrücken, jene unserer Tabelle auf S. 103 aber nur mit 439,7 A.

Die folgende Tabelle enthält einen ganz kurzen Auszug aus den von Angot berechneten Intensitäten der Sonnenstrahlung unter verschiedenen Breitegraden für verschiedene Transmissionskoeffizienten. Unter Sommer ist die Zeit zu verstehen, in welcher die Deklination der Sonne nördlich ist, unter Winter die Jahresperiode der südlichen Deklination.

Intensität der Sonnenstrahlung

unter verschiedenen Breiten der nördlichen Hemisphäre bei verschiedenen Graden der Absorption derselben in der Atmosphäre, nach Angot.

Die Maxima und Minima sind die Wärmemengen der extremen Tage. Die für Sommer, Winter und Jahr angegebenen Zahlen sind aber „Wärmetage" im obigen Sinne und gelten auch für die südliche Hemisphäre.

Transmissionskoeffizient	1	0.8	0.7	0.6	1	0.8	0.7	0.6
	Aequator				40° nördliche Breite			
Max.	1010	737	617	506	1115	796	660	536
Min.	885	625	517	416	360	154	124	84
Sommer	175.1	126.0	104.6	85.1	185.2	129.8	106.6	85.6
Winter	175.1	126.0	104.6	85.1	91.6	54.3	40.6	29.6
Jahr	350.3	251.9	209.2	170.2	276.8	184.1	147.2	115.2
	10° nördliche Breite				50° nördliche Breite			
Max.	1010	734	614	504	1112	771	638	507
Min.	925	566	459	363	198	73	41	22
Sommer	185.4	134.3	112.2	91.8	175.5	118.5	95.6	75.2
Winter	160.1	113.0	92.9	74.7	64.1	32.7	22.9	15.4
Jahr	345.5	247.3	205.1	166.5	239.6	151.2	118.5	90.6
	20° nördliche Breite				60° nördliche Breite			
Max.	1052	763	639	528	1101	730	585	456
Min.	751	442	349	267	56	5	1	0
Sommer	190.4	137.7	115.1	94.1	162.6	103.6	81.0	61,8
Winter	140.8	95.9	77.5	61.0	36.6	14.6	9.2	5,6
Jahr	331.2	233.6	192.6	155.1	199.2	118.2	90.2	67,4
	30° nördliche Breite				70° nördliche Breite			
Max.	1096	794	661	541	1137	680	525	393
Min.	524	312	236	171	0	0	0	0
Sommer	190.3	136.4	113.1	92.0	151.4	86.2	64.4	46.5
Winter	117.6	75.9	59.8	45.6	14.8	4.4	2.4	1,2
Jahr	307.9	212.3	172.9	137.6	166.2	90.6	66.8	47,7

Transmissionskoeffizient	1	0,8	0,7	0,6	1	0,8	0,7	0,6
	80° nördliche Breite				90° nördliche Breite			
Max.	1192	685	497	347	1210	691	494	335
Jahr	150,2	73,6	50,5	33,5	145,4	68,2	45,0	28,4

II. Die Hauptformen des tellurisch modifizierten oder des sogenannten physischen Klimas.

Das durch die Ungleichförmigkeit der Erdoberfläche modifizierte solare Klima nennt man gewöhnlich das physische oder reale Klima. Es ist die Rückwirkung der Beschaffenheit der Erdoberfläche auf die Atmosphäre, welche die Regelmäßigkeit der Verteilung der klimatischen Gebiete und deren einfache Abgrenzung nach Breitekreisen, wie sie im rein solaren Klima stattfinden würde, stört. Die wichtigsten Ursachen der Störung der regelmäßigen solaren Klimagürtel sind (a) die ungleichmäßige Verteilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche und die dadurch in bestimmte Bahnen gedrängten Luft- und Meeresströmungen und (b) die verschiedene Erhebung des Festlandes über die Meeresfläche. Sie bedingen die zwei wichtigsten Klimagruppen tellurischen Ursprungs: I. das Land- und Seeklima und II. das Gebirgsklima.

Durch den Umstand, daß ein Parallelkreis teils über Land, teils über Wasser verläuft, entstehen klimatische Unterschiede zwischen West und Ost, oder Verschiedenheiten des Klimas nach den Meridianen, welche im solaren Klima nicht vorhanden wären. Neben der ungleichen Erwärmung und Erkaltung von Wasser und Land werden außerdem durch das Vorhandensein des Landes gewisse konstante Luft- und Meeresströmungen erzeugt, welche

ebenfalls eine Verschiedenheit des Klimas unter verschiedenen Meridianen desselben Parallels bedingen.

Während über einer gleichförmigen Erdoberfläche die Strömungen der Luft und des Wassers, welche den Wärmeaustausch zwischen äquatorialen und polaren Gegenden vermitteln, nicht an bestimmte Meridiane gebunden wären, bewirkt das Vorhandensein von Wasser- und Landflächen und hauptsächlich deren Erstreckung in der Richtung der Meridiane, daß diese Strömungen vorwiegend bestimmte Wege einschlagen, so daß die Wärmezufuhr von niederen nach höheren Breiten vorwiegend in den einen, die Abkühlung der niederen durch die höheren Breiten hauptsächlich in den andern Meridianen erfolgt. Dadurch entsteht eine zweite Klasse von klimatischen Unterschieden, jene zwischen West und Ost.

Wir wollen nun den verschiedenen Einfluß von Wasser und Land auf das Klima, sowie den Einfluß des Landes auf die Richtung vorherrschender Luft- und Meeresströmungen näher betrachten.

I. Das Land- und Seeklima.

Einfluß von Wasser und Land auf die Temperaturverteilung.

Land und Wasser verhalten sich verschieden gegen die Insolation wie gegen die Wärmeausstrahlung, das ist gegen die zwei Hauptfaktoren, von denen die Luftwärme eines Ortes abhängt. Die spezifische Wärme des Wassers ist größer als die irgend eines anderen Stoffes der Erdoberfläche, man hat sie zur Einheit der spezifischen Wärme gewählt. Die spezifische Wärme der festen Erdoberfläche kann rund gleich 0.2 gesetzt werden, wenn man gleiche Gewichte Wasser und trockenen Boden vergleicht, wenn man aber gleiche Volumina vergleicht (worauf es hier ankommt), ist dieselbe circa 0.6 von der des Wassers. Dies sagt uns: wenn gleiche Wärmemengen auf gleich große Flächen von Festland und Wasser fallen, so ist

die dadurch bewirkte Temperaturerhöhung auf dem Festlande fast zweimal so groß als auf der Wasseroberfläche, selbst wenn letztere nicht einen großen Teil der empfangenen Wärmemenge zur Dampfbildung verbrauchen würde.

Die mit der Erwärmung des Wassers gesteigerte Verdunstung vermindert dessen Temperaturzunahme in hohem Maße. Wahrscheinlich wird der größte Teil der eingestrahlten Wärme zur Dampfbildung verbraucht, und nur ein geringer Bruchteil bleibt zur Temperaturerhöhung übrig.

Fitzgerald hat über die tägliche Erwärmung des Lough Derg-Sees bei schönem heißen Sommerwetter Beobachtungen angestellt. Die Temperatur stieg am Vormittag fast um 0,6° pro Stunde an der Oberfläche. „Berechnet man die Wärmemenge, welche in das Wasser eindringt, so scheint es, daß nur 1/50 zur Erwärmung dient, das übrige zur Verdampfung.“ Aus dem Temperaturgefälle in den oberen Schichten berechnete er den Absorptionskoeffizienten zu 0,71 pro Yard (0,9 m). Z. 88 (22), Nr. 71.

Die Verdunstung am Aequator kann man nach vertrauenswerten Messungen zu 2,3 m jährlich annehmen[1]). Dies gibt bei einer mittleren Wassertemperatur von 27° ein Wärmeerfordernis von circa 135000 Kalorien. Da der Aequator im Maximum mit Rücksicht auf die Absorption in einer ganz heiteren Atmosphäre kaum 240000 Kalorien erhält, so werden davon nahe 0,6 zur Abdampfung des Meerwassers verwendet. Wegen der Trübung des Himmels wird der Rest sogar noch erheblich kleiner sein.

Das Wasser erwärmt sich also langsamer und weniger als das Land wegen seiner großen spezifischen Wärme und namentlich wegen der Verdampfung, die mit der Erwärmung parallel geht. Dazu kommt aber noch

---

1) Die Größe der Verdampfung in warmen Klimaten wird allerdings gern überschätzt, weil die Messungen zumeist nicht unter natürlichen Verhältnissen angestellt werden. Die in letzterer Hinsicht vertrauenswerten Messungen zu Adelaide (Südaustralien) geben nur 140 cm jährlich, im heißen trockenen Innern Australiens zu Alice Springs auch nur 258 cm (Regenfall nur 29 cm). Dieulafait hat im Juli 1876 auf offener See (15 km von der Küste) bei Windstille die tägliche Verdunstung des Meerwassers zu 11—12 mm gefunden, an einer anderen Stelle Juli-August zu 8—13 mm. Er schätzt die mittlere jährliche Verdunstung auf offenem Meere an der Mittelmeerküste Frankreichs zu 2,2 m, Pechinet gibt 2,5—2,7 m als jährliche Verdunstung in der Camargue an. Comptes rendus 1883, Tome 96, S. 1787.

ein anderer Umstand. Die täglichen Wärmeänderungen dringen in den Boden nur bis zu einer Tiefe von kaum 1 m ein, in das Wasser viel tiefer, bis zu 10 und 20 m. Die Wärmestrahlung der Sonne dringt in das Wasser ein [1]) und erwärmt direkt auch die tieferen Schichten, während von der Oberfläche des Bodens die Wärme nur durch Leitung in denselben eindringen kann. Das Wasser wird somit tiefer durchwärmt als der Boden, dafür aber an der Oberfläche selbst weniger.

Die jährliche Wärmeänderung ist im Erdboden in 20 m Tiefe schon unmerklich, in den Seen und Meeren reicht dieselbe bis zu 100 und 200 m Tiefe. Die Ursache davon liegt in den vertikalen Zirkulationsströmungen. Das an der Oberfläche erkaltete Wasser wird schwerer und sinkt in die Tiefe, wärmeres steigt dafür in die Höhe. In den Meeren mit größerem Salzgehalt wird durch die Verdunstung an der Oberfläche das Wasser salzreicher und schwerer und sinkt mit seiner höheren Temperatur in größere Tiefen, so daß diese bis zur Oberflächentemperatur erwärmt werden können. Dazu kommt die Wellenbewegung und Mischung der Wasserschichten durch den Wind.

In den größeren Wasserbecken wird also im Sommer eine erhebliche Wärmemenge aufgespeichert, die im Winter nur langsam wieder abgegeben wird. Der Wärmevorrat des trockenen Erdbodens ist dagegen unvergleichlich geringer und wird im Herbste oder bei sinkender Temperatur überhaupt rasch wieder abgegeben.

Die mittlere Temperatur der Wasseroberflächen (der Flüsse, Seen, Meere) ist höher als die der Luft darüber, namentlich abgeschlossene Wasserbecken in wärmeren Klimaten zeigen einen erheblichen Temperaturüberschuß. Köppen hat aus allen ihm zugänglichen Beobachtungen im Jahresmittel die Temperatur der offenen Ozeane nicht erheblich höher gefunden als die Lufttemperatur (Atlantischer Ozean von 10° S. bis 20° N. nur um 0,2°). Das Wasser warmer Strömungen ist im allgemeinen im Jahres-

---

1) Die roten und ultraroten Strahlen werden am stärksten absorbiert, die leuchtenden weniger, die blauen Strahlen werden am stärksten zerstreut.

mittel um 1° wärmer als die Luft, über kalten Strömungen jedoch ist die Luft kaum wärmer als diese [1]).

Schott findet aus seinen eigenen Beobachtungen einen viel erheblicheren Temperaturüberschuß des Wassers, was wohl darin seinen Grund hat, daß er die Lufttemperatur genauer mit einem Aßmannschen Aspirationsthermometer bestimmte [2]). Die offenen tropischen Meere sind hiernach um 0,8° wärmer als die Luft darüber, die offenen außertropischen Meere sogar um 1,6° und in Binnenmeeren steigt diese Differenz auf 2° und darüber.

Der Genfer See hat an seiner Oberfläche eine um 2,5° höhere Temperatur als die Luft über derselben. Dieser Unterschied ist im Winter + 5,0°, im Frühling — 0,2°, im Sommer + 1,2° und im Herbste + 4,1°. Man sieht daraus, welche Wärmequelle große Wasserbecken, die im Winter nicht zufrieren, für ihre Umgebung in der kälteren Jahreszeit sind.

Aus dem Gange der Erwärmung des Wassers gegenüber jenem in der Luft folgt ferner, daß im Frühlinge bei steigender Temperatur das Wasser kälter ist, also abkühlend auf die Umgebung wirkt, im Herbste bei sinkender Temperatur sich aber wärmer erhält, und auf seine Umgebung daher erwärmend wirkt [3]).

Das verschiedene Verhalten des Wassers gegenüber

---

1) Vgl. Köppen, Temp. des Wassers und der Luft an der Oberfläche der Ozeane. Ann. d. Hydrographie 1890, S. 445.

2) Das Resultat der Vergleichungen dieser Bestimmungen mit der gewöhnlichen Methode war, daß letztere zur See in den Tropen die Lufttemp. im Mittel um circa 0,6° zu hoch ergeben. Wissenschaftl. Ergebnisse einer Forschungsreise zur See 1891 u. 1892. Pet. Mitt. Ergänzungsh. 109. Gotha 1893.

3) Nach den von F. Walter gemachten Zusammenstellungen der Mitteltemperaturen der Orte am Ufer des Bodensees und entfernter von demselben auf dem umliegenden Lande (reduziert auf gleiche Seehöhe von 400 m) ist das Jahresmittel der Temperatur am Seeufer 8,6, im Hinterland bloß 8,2, also 0,4° niedriger. Im Januar ist das Seeufer um 0,8° wärmer, im März und April ist kein Unterschied, von August bis September ist das Seeufer schon wieder um 0,6—0,7° wärmer. Die Temperaturunterschiede zwischen den Frühlings- und Herbstmonaten sind:

	September-Mai	Oktober-April	November-März
Seeufer	+ 1,1	—0,1	+ 0,9
Hinterland	+ 0,6	—0,7	+ 0,4
Ueberschuß am See.	+ 0,5	+ 0,6	+ 0,5

Der Herbst ist demnach am Seeufer um einen halben Grad wärmer. (Eine Studie über die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Bodenseebecken. Freiburg i. Br. 1892.) Ebenso wirkt der Genfersee auf seine Umgebung. Vevey und Montreux sind im Herbst und Winter um 1° wärmer als Bex. Bührer, Archives des sciences. 1896, I, p. 372.

dem Erdboden wird recht gut illustriert durch eine Reihe korrespondierender Beobachtungen der Bodentemperatur und der Temperatur in einem Teiche zu Pawlowsk bei Petersburg im Juni 1882 [1]).

Tiefe		Oberfläche	0,01 m	0,20 m	Differenz
Lufttemp.	Mittel	14,8	—	—	—
Bodentemp.	"	19,5	19,3	15,8	3,7
Wassertemp.	"	19,8	19,7	19,3	0,5
Bodentemp.	1^h p. m.	28,7	27,9	16,1	12,6
Wassertemp.	" " "	22,5	21,8	20,7	1,8

Man wird den großen Wärmeüberschuß des Wassers schon in der geringen Tiefe von 2 dm bemerken. Die Temperaturextreme an der Oberfläche waren Luft 3,9° und 26,4°, Boden 5,4° und 44,8°, Wasser 13,5° und 29,8°, die Schwankung somit Luft 22,5°, Boden 39,4°, Wasser 16,3°.

Die täglichen und jährlichen Aenderungen der Temperatur der Meeresoberflächen sind gering und letztere sind daher einflußreich auf die Verminderung der täglichen und jährlichen Temperaturvariation an den Küsten und auf den Inseln.

Die tägliche Wärmeänderung beträgt auf offenem Meere im Mittel innerhalb der Tropen kaum 1°, wie schon Humboldt bemerkt hat. Auch die jährliche Wärmeschwankung ist in niedrigeren Breiten sehr gering. Der Eintritt der Extreme der Meerestemperatur verspätet sich beträchtlich, auf der nördlichen Hemisphäre tritt das Minimum im Februar oder selbst erst im März ein, das Maximum im August und September. So hat der Atlantische Ozean unter 35° nördlicher Breite und 0—50° westlicher Länge im Februar eine Temperatur von 16,7°, im August von 24,0°, die Jahresschwankung beträgt somit 7,3° Celsius.

G. Schott, der die jährliche Temperaturschwankung des Ozeanwassers zum Gegenstand einer speziellen Untersuchung und kartographischen Darstellung gemacht hat [2]), stellte die interessante Thatsache fest, daß, abgesehen

---

1) Woeikof, Klimatologische Zeit- u. Streitfragen. Z. 83, S. 210.
2) Peterm. Geogr. Mitt. Juli 1895.

von den Randmeeren, alle Ozeane die kleinste jährliche Temperaturschwankung in den äquatorialen Gegenden haben, von da nimmt dieselbe nach Norden wie nach Süden bis zu 30—40° Breite zu und dann wieder ab. Allgemeine Mittelwerte und einen Vergleich mit der Jahresschwankung der Temperatur auf den Kontinenten (nach Supan) enthält die folgende kleine Tabelle:

Breite	Aeq.	10	20	30	40	50
	Jahresschwankung der Temperatur.					
Ozeane . .	2,3	2,4	3,6	5,9	7,5	5,6 C.
Festland . .	—	3,3	7,2	10,2	14,0	(25,4)[1].

Die Temperaturverhältnisse der Randmeere sind excessiver, namentlich aber jener Meeresteile, wo kalte und warme Strömungen nach den Jahreszeiten wechseln (Umgebung von Neufundland, ostasiatisches Küstengebiet).

Nach Beobachtungen der Meerestemperatur im Kattegat war im Mittel (1880—1887) die Temperatur der Oberfläche im Februar 1,6°, im Juli 17,1°, Differenz 15,5°, in 26 m Tiefe im März (Minimum) 3,8°, im Oktober (Maximum) 11,9°, Differenz 8,1°, also fast um die Hälfte kleiner, trotzdem im Kattegat die Strömungen und der Wind das Wasser lebhaft gemischt haben werden. In der Adria bei Lesina wurden im mehrjährigen Mittel folgende Temperaturen gefunden:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr	Schwankung
Luft. . . .	9,2	14,8	24,4	17,9	16,6	15,2
Wasseroberfl.	13,5	15,0	22,0	19,5	17,5	8,5
Wasser 10 m	13,9	14,7	20,3	18,4	16,8	6,4

Die Temperatur in einiger Tiefe in den Seen und Meeren ist auch auf die Luftwärme von Einfluß, wegen der Konvektionsströmungen und der Mischung des Wassers durch Wellenbewegung und Windstau. Die Verhältnisse der täglichen und jährlichen Erwärmung des Wassers und der Einfluß derselben auf die Abstumpfung der Extreme der Lufttemperatur dürften sich aus diesen Beispielen schon zur Genüge erkennen lassen.

Einfluß der Bewölkung. Die Abkühlung großer Wasseransammlungen während des Winters wird aber

[1]) Nur Nordbreite.

noch durch einen anderen Umstand verringert, als bloß durch das Aufsteigen der tieferen wärmeren Schichten bei Erkaltung der Oberfläche. Es ist dies die verschiedene Beschaffenheit der Luft über großen Wasserflächen und Landflächen, welche sowohl auf die Art der Wärmeeinnahme durch Insolation, als auch auf jene der Wärmeabgabe durch Ausstrahlung von großem Einflusse ist, indem sie beide verringert, letztere wohl in höherem Maße als erstere. Dieser Umstand ist in höheren Breiten namentlich wirksam.

Eine Vorstellung von dem Einflusse heiteren und trüben Himmels auf die Luftwärme geben folgende Beobachtungsresultate. Kaemtz hat für Dorpat berechnet, um wieviel Grade C. die Temperatur bei verschiedenen Graden der Bewölkung von der normalen (mittleren) Temperatur abweicht, und ist zu folgenden Resultaten gekommen:

Bewölkung (0—4)	0 ganz heiter	1	2	3	4 ganz trübe
Winter . .	—10,5	—6,8	—3,1	+0,5	+4,4
Sommer . .	+ 1,6	+0,8	—0,3	—1,2	—2,7
Jahr . . .	— 3,7	—1,9	—1,0	—0,2	+1,3

Im Winter erniedrigt in der Breite von 58° ganz heiterer Himmel die Temperatur um mehr als 10° C. unter das Mittel, bei ganz trübem Himmel bleibt sie $4\frac{1}{2}$° über dem Mittel, weil die Wärmeausstrahlung fast aufgehoben ist. Im Sommer ist der Effekt ein entgegengesetzter aber schwächerer; im Jahresmittel überwiegt daher in höheren Breiten der Effekt der Wärmeausstrahlung des Winters.

Zu ganz analogen Resultaten ist man auch für andere Orte gekommen. So hat Augustin gefunden, daß an ganz heiteren Tagen die Wintertemperatur von Prag — 6,5°, an ganz trüben —0,1° ist; die Sommertemperatur ganz heiterer Tage ist dort 21,0°, die der ganz trüben Tage 16,1° (Jahresmittel: ganz heiter 8,1°, ganz trüb 8,0°). Für Wien findet Kostlivy die Temperatur eines ganz heiteren Januar —4,1°, eines ganz trüben — 1,9°, eines heiteren Juli 21,7°, eines trüben Juli 17,6°,

im Jahresmittel heiter 9,4°, trüb 7,6°. In Greenwich ist die Wintertemperatur an ganz heiteren Tagen 3,0° unter dem Mittel, an ganz trüben normal [1]; die Sommertemperatur ist an heiteren Tagen 2,5° über dem Mittel, an trüben 1,6° darunter; das Jahresmittel ist für heitere Tage 0,6° höher als für trübe. Wir können also schließen:

Ein geringerer Grad der Bewölkung bedeutet in höheren Breiten eine erhebliche Erniedrigung der Wintertemperatur und eine geringe Steigerung der Sommerwärme, das Resultat ist eine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur. In niedrigen Breiten bewirkt die Abnahme der Bewölkung eine entschiedene Zunahme der mittleren Jahreswärme (entsprechend dem Effekt in unserem Sommer).

Da nun die Atmosphäre über dem Wasser stärker und häufiger getrübt ist als über dem Lande, und namentlich im Innern der größeren Kontinente eine erhebliche Abnahme der Bewölkung sich geltend macht, so wirken alle angeführten Faktoren in gleicher Richtung dahin, den Temperaturgegensatz zwischen Winter und Sommer auf dem Festlande zu vergrößern, über dem Ozean aber zu vermindern. Der resultierende Einfluß auf die mittlere Jahrestemperatur, der für die mittleren und höheren Breiten deduktiv sich nicht so leicht direkt feststellen läßt, ergibt sich durch einen Blick auf eine Karte der Jahresisothermen; dieselben zeigen eine Depression der mittleren Jahreswärme über den Landflächen der höheren Breiten, dagegen eine Erhöhung derselben über den Landflächen der niedrigen Breiten. Der Uebergang findet in der Gegend des 40. Breitegrades statt, wo Land und Wasser gleiche mittlere Jahrestemperatur haben [2].

Temperatur im Land- und Seeklima. Zur präziseren Beurteilung des Einflusses des Landes auf die mittleren Temperaturen und auf die jährliche Wärmeschwankung dient folgende kleine Tabelle.

---

[1] Weil in Greenwich die ganz trüben Tage der normale Zustand des Winters sind.

[2] Siehe die Karte der Januar-, Juli- und Jahresisothermen in meinem Atlas der Meteorologie. Perthes, Gotha 1887.

Mittlere Temperaturen unter dem 52.° N. Br. in der Richtung von West nach Ost, vom Meere landeinwärts.

Ort	N. Br.	Länge-Gr.	Temperatur Celsius[1]			
			Jahr	Januar	Juli	Diff.
Valentia . .	51° 54′	10° 25′ W.	10,1	5,7	15,1	9,4
Oxford . . .	51° 46′	1° 16′ W.	9,4	3,6	16,2	12,6
Münster . . .	51° 58′	7° 38′ E.	9,1	1,3	17,3	16,0
Posen . . .	52° 25′	17° 5′ E.	7,8	— 2,7	18,3	21,0
Warschau . .	52° 13′	21° 2′ E.	7,3	— 4,3	18,7	23,0
Kursk . . .	51° 45′	36° 8′ E.	5,7	— 9,4	19,8	29,2
Orenburg . .	51° 46′	55° 7′ E.	3,3	—15,3	21,6	36,9
Barn. u. Semip.	51° 52′	80° 30′ E.	1,7	—18,0	21,8	39,8

Auf eine Längendifferenz von 91° (Valentia-Barnaul) nimmt die mittlere Jahrestemperatur um 8,4° C. ab, die Januartemperatur um 23,7°; hingegen nimmt die Julitemperatur um 6,7° zu und die Jahresschwankung steigert sich um 30,4°, d. i. auf mehr als das Vierfache von der an der Seeküste.

Kursk liegt ungefähr in der Mitte zwischen Valentia und Barnaul-Semipalatinsk, man sieht leicht, daß auf der ersten Strecke Weges zwischen Valentia und Kursk die Unterschiede größer sind, als auf der schon rein kontinentalen Strecke Kursk-Barnaul-Semipalatinsk.

Aus einer umfassenderen ähnlichen Zusammenstellung habe ich das Resultat gefunden, daß zwischen dem 47. und 52.° Nord-Breite auf dem Kontinent von Europa die Temperatur von West nach Ost in folgender Weise sich ändert:

Für je 10 Längegrade nach Osten
Winter . . 3,1° Temperaturabnahme,
Sommer . . 0,7° Temperaturzunahme,
Jahr . . . 1,3° Temperaturabnahme.

Die Temperaturdepression, die der Kontinent im Winter erzeugt, ist in diesen Breiten also mehr als 4mal

[1]) Alle Temperaturen sind auf das mittlere Niveau von 100 m reduziert, also direkt vergleichbar.

größer, als die Steigerung der Temperatur im Sommer, das Resultat muß demnach eine Erniedrigung der Jahrestemperatur sein. Daß in niedrigeren Breiten, wo ein eigentlicher Winter fehlt, der erwärmende Einfluß der überwiegende sein wird, darf man im vorhinein annehmen, und der Verlauf der Isothermen bestätigt diesen Schluß. Es mögen aber auch einige Belege hierfür angeführt werden.

Ostaustralien unter dem 31.° S. Br.: Port Maquarie (31,4°) Küste, Jahrestemperatur 17,6°, Murrurundie und Goonoo (31,5°) 161 km landeinwärts 18,4°, Cowga (31,2°) 470 km im Innern 21,6° [1]).

Vorderindien 20—21° N. Br.

Ort	Breite	Länge	Jahr	Januar	Juli	Diff.
Falsepoint	20,3° N.,	86,8° E.	26,7	20,9	30,1	9,2
Cuttak	20,5° „	85,9° „	27,0	21,3	31,5	10,2
Nagpur	21,1° „	79,2° „	27,6	21,5	35,4 [2])	13,9

Unter 15—16° N. Br.: Goa (15,4° N., 73,9° E.) an der Westküste, Jahrestemperatur 27,7°, Bellari (15,2° N., 76,9° E.) Inneres 29,5°, Masulipatam (16,2° N., 81,2° E.) Ostküste 27,6°.

Vom 30. Breitegrad an wirkt das Land schon entschieden temperaturerhöhend, diese Wirkung bleibt aber dem Maße nach zurück gegen die temperaturerniedrigende Wirkung in höheren Breiten. Auch darf man nicht erwarten, daß die temperaturerhöhende Wirkung des Landes in der Nähe des Aequators das Maximum erreicht. Infolge der Gleichmäßigkeit der Temperatur das ganze Jahr hindurch und der größeren Bewölkung und Regenmenge des äquatorialen Gürtels entwickeln sich hier keine so extremen Mitteltemperaturen, wie sie nördlich und südlich davon anzutreffen sind.

Wo dieses äquatoriale Gebiet von ausgedehnten Wäldern bedeckt ist, wie im Gebiet des Amazonenstroms und im afrikanischen Sudan, da ist sogar die mittlere Temperatur weit landeinwärts relativ niedrig, ja niedriger selbst als sie über dem Ozean unter gleicher Breite an-

[1]) Alle Temperaturen auf das Meeresniveau reduziert.
[2]) Mai.

getroffen werden kann. Die Jahrestemperatur ist in Südamerika 25—26°, am Kongo desgleichen (Equatorville 24,3°, reduziert auf das Meeresniveau 25,9°).

Daß sich das Wasser unter dem Aequator mindestens ebenso stark erwärmen kann als das (waldbedeckte) Festland, ist sehr bemerkenswert. Die abkühlende Wirkung der Wärmestrahlung und Verdunstung der von reichlichen Regen benetzten Wälder ist größer als jene der Wasserflächen der Ozeane.

Den größten Temperaturüberschuß auf den Landflächen trifft man etwa in der Gegend der Wendekreise an.

Gemeinsam ist dem Landklima unter allen Breiten eine große jährliche Wärmeschwankung.

Das Seeklima zeichnet sich dagegen durch eine Verminderung der jährlichen Temperaturänderung aus. Orte, die dem Einfluß der Meeresluft vollkommen ausgesetzt sind, haben eine bemerkenswerte Gleichmäßigkeit der Temperatur. Auf der Insel Monach (57° 32′ N.), einem der westlichsten Vorposten Europas im Atlantischen Ozean, ist die Temperatur des kältesten Monats 5,2°, des wärmsten 13,1, Jahresschwankung 7,9°. Inverneß (Culloden), unter gleicher Breite an der Ostküste von Schottland, hat im kältesten Monat 3,2°, im wärmsten 14,2°, Jahresschwankung 11,0°. Auf den Falklands-Inseln (Stanley-Hafen 51° 41′ S. Br.) hat der Januar 9,8°, der Juli 2,5°, Differenz 7,3°; auf der Kerguelen-Insel 49° S. Br. sinkt der Unterschied zwischen Winter- und Sommertemperatur sogar auf 5° herab und selbst die Temperaturminima des Winters sind wenig niedriger als die des Sommers. Den größten Gegensatz unter gleicher Breite (62° N.) stellen wohl dar Thorshaven (Faröer) März 3,0°, Juli 10,9°, Differenz 7,9°, und Jakutsk Januar — 42,8°, Juli 18,8°, Differenz 61,6°. Im Januar ist der Wärmeunterschied zwischen jener Inselgruppe im Nordatlantischen Ozean und der ostsibirischen Landstation 46,2°!

Mit Recht nennt man daher das Landklima seinen Temperaturverhältnissen nach ein excessives, das Seeklima

dagegen ein limitiertes. Die Karten der jährlichen Wärmeschwankung auf der Erdoberfläche lassen die räumlichen Verhältnisse des excessiven und limitierten Klimas überblicken. Supan hat sie für den Temperaturunterschied der extremen Monate gezeichnet, van Bebber für den Unterschied der mittleren absoluten Jahresextreme [1]).

Das kontinentale Klima unterscheidet sich vom Seeklima nicht allein durch die Größe der Jahresschwankung der Wärme, sondern auch durch eine andere Form der jährlichen Temperaturkurve, d. i. durch einen anderen Verlauf des Temperaturanstieges und des Temperaturabfalles. Im Kontinentalklima tritt die höchste Temperatur circa einen Monat nach dem höchsten Sonnenstande ein, die tiefste Temperatur verspätet sich desgleichen gegen den tiefsten Sonnenstand, aber weniger erheblich. Nur die tropischen Monsunklimate machen davon eine Ausnahme, indem die höchste Temperatur vor den Regen, also schon vor dem höchsten Sonnenstande eintritt (z. B. Indien, Senegambien etc.).

Im Seeklima ist die Verspätung im Eintritt der Extreme viel größer. Die tiefste Temperatur tritt erst zwei oder selbst drei Monate nach dem tiefsten Sonnenstande ein (also im Februar oder März), die höchste erleidet eine ähnliche (meist geringere) Verspätung gegen den höchsten Sonnenstand (wärmster Monat August). Die Wärme steigt im allgemeinen langsamer an, als sie abfällt.

Das Charakteristische des jährlichen Wärmeganges im Seeklima ist: kaltes Frühjahr, warmer Herbst, April und Mai sind kälter als Oktober und September. Im Kontinentalklima verhält es sich umgekehrt. Die Wärme steigt rascher an, und im allgemeinen (wo Schneelage fehlt) ist der April wärmer als der Oktober [2]).

---

1) Debes, Neuer Handatlas, Blatt 6.

2) Land- und Seeklima haben nach Schindler nicht bloß einen verschiedenen Einfluß auf den quantitativen Ertrag der Brotfrüchte, sondern auch auf das Mengenverhältnis der in denselben enthaltenen wichtigsten Nährstoffe. Im Seeklima enthält der Weizen nicht mehr als 9—12 % Protein, deshalb muß der Konsum an Fleisch, Hülsenfrüchten und anderen stickstoffhaltigen Nahrungsmitteln größer sein. Im Landklima (Südrußland, Ungarn), wo die Vegetationszeit kürzer, ist der Weizen um 4—8 % reicher an Protein, das Bedürfnis nach anderer stickstoffhaltiger Nahrung ist geringer. Das heiße trockene Klima verringert den Stärkegehalt und erhöht den Klebergehalt. Schindler, Der

Einfluß der Schneedecke auf die Temperatur. Wir stoßen hier auf einen klimatischen Faktor, dessen große Bedeutung zuerst in vollem Umfange nachgewiesen zu haben, das große Verdienst von Woeikof ist[1]).

So wie der Winterfrost in hohen Breiten die Seen und Meere klimatisch in Festland verwandelt, indem er sie mit einer Eisdecke überzieht, welche den Einfluß der flüssigen Oberfläche auf die Luftwärme zeitweilig aufhebt, so führt auch die winterliche Schneedecke auf den Kontinenten eine Aenderung herbei in der Wirkung des Landes auf die Lufttemperatur. Sie schließt zunächst den Boden von der Einwirkung auf die Luft ab, und setzt ihre eigene an deren Stelle. Diese Einwirkung besteht während der Frostdauer darin, daß die Wärmeausstrahlung erhöht, der Zufluß von Wärme aus dem Erdboden aber zugleich aufgehoben wird. Die Wärmestrahlung der Schneedecke unter einem heiteren kontinentalen Winterhimmel drückt deshalb die Wintertemperaturen tief herab und vergrößert die jährliche Wärmeschwankung. Zugleich schützt sie allerdings auch den Boden in hohem Grade gegen das Eindringen des Frostes, wirkt also sehr wohlthätig. Sowie aber die Wärme im Frühjahr steigt, hemmt die Schneedecke die Erwärmung der Luft in sehr wirksamer Weise (desgleichen auch die Eisdecken der Seen und Meere), weil die Wärme der Sonnenstrahlung und der wärmeren Luftströmungen fast ganz zur Schmelzung des Schnees (und Eises) aufgebraucht wird[2]). Die Wärmezunahme im Frühling wird daher sehr verzögert, und zwar

---

Weizen in seinen Beziehungen zum Klima. Berlin 1893. S. a. Wollny, Forschungen etc. VIII (1885), S. 313 u. XVII (1894), S. 209. Auf andere Beziehungen zur Vegetation wird später noch verwiesen werden.

[1]) A. Woeikof, Der Einfluß einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. Hölzel, Wien 1889. S. a. Z. 89 [65].

[2]) Es ist aber ein Irrtum, daß der Schnee in der Sonne nicht schmelzen kann, solange die Lufttemperatur nicht über Null Grad steigt, sondern nur durch wärmere Luft aus schneelosen Gegenden geschmolzen wird. Woeikof, Klimate der Erde, I, S. 71/72. Der Schnee schmilzt bekanntlich in der Sonne auch bei Lufttemperaturen unter Null Grad, was ja auch physikalisch ganz selbstverständlich ist. Ekholm fand auf Spitzbergen (Mitte Mai) die mittlere Temperatur der Schneeoberfläche um 1° höher als das Maximum der Lufttemperatur; in einer Schneeschichte von 2 m Dicke zeigte das Thermometer eine rasche Erwärmung von —7° auf 0°, obgleich während dieser selben Zeit die mittlere Lufttemperatur —6° und das Maximum —1,1° war. Die Schneeschmelze ging nun rasch von statten, obgleich sich die Lufttemperatur erst 5 Tage später auf 1—2° über Null erhob. Z. 94, S. 44.

um so mehr, je dicker die Schneelage ist. Durch diesen Einfluß der Schneelage wird der Frühling kälter als der Herbst (April kälter als Oktober) und der Temperaturgang nähert sich jenem im ozeanischen Klima. Wo der Winterniederschlag in höheren Breiten gering ist, da steigt die Wärme über dem trockenen Festlandsboden sehr rasch, die Erwärmung der Luft folgt viel mehr dem Sonnenstande (der April ist wärmer als der Oktober). Woeikof hat in klarer Weise diese Verschiedenheiten des jährlichen Wärmeganges auf den Kontinenten in schneearmen und schneereichen Gegenden aufgezeigt [1]).

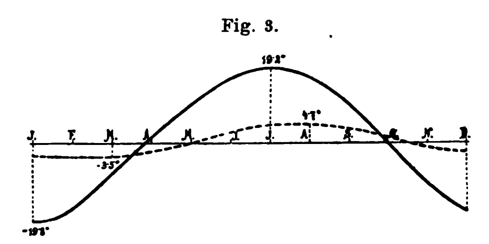
In Turkestan, Zentralasien und der Mongolei, wo die Schneelage gering, ist der Oktober kälter als der April, der November kälter als der März. Unter gleicher Breite auf der armenischen Hochebene mit reichlicher Schneelage ist das Umgekehrte der Fall. Z. B. Eriwan, Kars, Alexandropol 40,5° N. jährliche Wärmeschwankung 32°, Oktober-April 2,6°, November-März 2,9°. Dagegen Nukuß, Taschkent, Kaschgar 41,1° N. Jahresschwankung 31,5°, Oktober-April —4,2°, November-März —3,5°. Das Klima ist an beiden Erdstellen kontinental, aber der jährliche Wärmegang doch erheblich verschieden. Im allgemeinen ist zumeist wegen der selten fehlenden winterlichen Schneedecke in mittleren und höheren Breiten der April kälter als der Oktober, in höheren Breiten auch der Mai kälter als der September, selbst im kontinentalen Klima.

Gang der Temperatur im Seeklima und im Landklima. Die folgende Tabelle und die Fig. 3 (S. 142) erläutern den jährlichen Wärmegang im Seeklima und im Kontinentalklima. Im Seeklima ist fast gar kein Unterschied vorhanden in der jährlichen Wärmeänderung unter dem 35. und jener unter dem 60. Breitegrad. Die einzige Verschiedenheit besteht darin, daß unter dem 35. Breitegrad der Frühling etwas kälter, der Herbst aber wärmer ist als unter dem 60. Breitegrad. Im Landklima besteht dagegen ein enormer Unterschied in der Größe der jährlichen Wärme-

[1]) Kontinentales und ozeanisches Klima. Z. 94, S. 1.

schwankung [1]). Zugleich ist unter dem 40. Breitegrad der Frühling wärmer und der Herbst (relativ) kälter als unter dem 60. Breitegrad.

Fig. 3.



Der jährliche Gang der Wärme im Seeklima und im Kontinentalklima.

Jährlicher Gang der Temperatur im Seeklima und Kontinentalklima [2]). Abweichungen der Monatsmittel vom Jahresmittel.

	Seeklima 35°	Seeklima 60°	Landklima 40°	Landklima 60°	Seeklima	Landklima
Januar	—3,4	—3,2	—15,3	—24,4	—3,3	—19,8
Februar	—3,5	—3,4	—13,9	—19,5	—3,4	—16,7
März	—3,5	—3,5	— 5,6	—10,0	—3,5	— 7,8
April	—2,2	—1,6	1,7	0,7	—1,9	1,2
Mai	—0,5	0,3	8,0	10,7	—0,1	9,4
Juni	2,0	3,2	12,2	20,6	2,6	16,4
Juli	4,2	4,4	14,2	24,2	4,3	19,2
August	4,8	4,7	12,4	20,0	4,7	16,2
Septbr.	3,9	3,2	6,6	12,5	3,6	9,5
Oktober	1,6	0,7	— 0,8	0,9	1,2	0,1
November	—0,4	—2,0	— 7,1	—13,8	—1,2	—10,4
Dezember	—2,8	—2,8	—12,2	—22,3	—2,8	—17,3
Jahr	18,4	7,6	15,8	— 4,8	13,0	5,5
Schwnkg.	8,3	8,2	29,5	48,6	8,2	39,0

1) Freilich kommt zur Zunahme der Breite auch eine Zunahme der östlichen Länge und damit der kontinentalen Lage.

2) Seeklima:

I. Bermudas, Madeira, Azoren. 4 Stationen. Mittlere Breite 35,3° N. 33,7° W. II. Hebriden, Orkney und Shetlandinseln, Färoer. 5 Stationen. 60,0° N. 3,9° W.

Landklima:

I. Turkestan. 12 Stationen zwischen Merw und Nukuß, Kisyl Arwat und Yarkand. 40,0° N., 66,5° E., 520 m. II. Sibirien. 9 Stationen

So wie die jährliche Wärmeänderung größer wird mit der Entfernung von der Meeresküste, so geschieht dies auch mit der **täglichen** Temperaturschwankung. Die raschere und größere Erwärmung des festen Erdbodens und die weniger behinderte Insolation steigern die täglichen Temperaturmaxima, während umgekehrt bei Nacht der heitere Himmel und die trockene Luft die rasche Wärmeausstrahlung und Erkaltung der Erdoberfläche begünstigen und eine niedrige Nachttemperatur erzeugen. Daraus ergibt sich eine große tägliche (und jährliche) Wärmeschwankung.

Daß ein höherer Gehalt der Atmosphäre an Wasserdampf die Wärmeausstrahlung hemmen kann, und deshalb die tägliche und jährliche Schwankung der Temperatur im Seeklima und Küstenklima vermindert, hat besonders Tyndall betont und durch Beobachtungen zu erhärten gesucht (Z. 83, S. 274). Nach den neueren Beobachtungen über die Absorption gewisser Strahlengattungen im Ultrarot kann an dem Vorhandensein einer derartigen Wirkung des Wasserdampfes nicht mehr gezweifelt werden, wenngleich Tyndall sie wohl überschätzt hat. Bemerkenswerte Ergebnisse hat **Strachey** aus den Beobachtungen in Madras abgeleitet [1]). Es ergab sich z. B. aus den Beobachtungen vom 4.—25. März bei völlig klarem Himmel folgende nächtliche Temperaturabnahme von $6^{1}/_{2}{}^{h}$ p. m. bis $6^{1}/_{2}{}^{h}$ morgens:

Dampfdruck. . . .	22,4	18,0	15,4	11,0 mm
Temperaturänderung.	3,7	5,7	6,7	9,2° C.

Je mehr Wasserdampf die Luft enthält, desto leichter bilden sich, wenngleich dem Auge unsichtbare Nebelschleier. Es bleibt daher unentschieden, ob der hier nachgewiesene Einfluß des Dampfdruckes ganz dem Wasserdampfgehalt selbst zuzuschreiben ist. Woeikof hält den Zusammenhang mit der relativen Feuchtigkeit für sicherer konstatiert (Z. 83, S. 275). J. R. **Sutton** hat kürzlich den Einfluß des Wasserdampfgehaltes der Luft auf die nächtliche Abkühlung aus seinen Beobachtungen zu Kimberley (Südafrika) zu konstatieren versucht. Er wählte hierzu die Beobachtungen an ganz wolkenlosen Nächten während eines vollen Jahres. Einen Einfluß des Taupunktes (um 8^{h} abends) auf die Größe der nächtlichen Abkühlung konnte er nicht konstatieren, wohl aber einen sehr erheblichen der relativen Feuchtigkeit, wie folgende Zahlen erweisen:

---

zwischen Tobolsk und Jakutsk 1/2 (Enisseissk, Jakutsk) dazu. Mittlere Breite 60,3°, Länge 104,4° E., 200 m.

1) On the action of aqueous vapor on terrestrial radiation. Philosoph. Mag. XXXII, 1866, S. 84.

Relative Feuchtigkeit um 2h abends. Prozent.				
25–39	40–49	50–59	60–69	70 und darüber
Mittlere Temperaturdifferenz zwischen 2h p. m. und Minimum.				
11.3	9.4	7.1	7.2	4.1° C.
42	31	37	45	25*)

Nach diesen Beobachtungsergebnissen kann es nicht mehr zweifelhaft sein, daß zunehmender Wassergehalt der Luft die Temperaturextreme abstumpft. (Symons' Met. Mag. Aug. 1885.)

In Lissabon an der Küste beträgt die größte mittlere tägliche Wärmeschwankung (im August) 8.6°, zu Madrid in der Mitte der Halbinsel hingegen 14.5° (Juli). Auf der Insel Lesina (43.2° N.) ist das Maximum 4.9° (Juli), zu Tiflis (41.7°) schon 10.3° und am Aralsee zu Nukuß (42.5°) sogar 16.4°. Zu Kurrachee an der Küste (24° 47' N.) des wüstenartigen Sindh ist die größte mittlere tägliche Wärmeschwankung im November 14.0° (Jahr 9.4°), zu Deesa (24° 16' N.), landeinwärts auf einer trockenen sandigen Ebene, 18.7° im November (Jahr 14.8°).

Am größten ist die tägliche Wärmeschwankung in trockenen Wüsten- und Steppengegenden, namentlich auf trockenen Hochebenen. Rohlfs fand den mittleren Temperaturunterschied zwischen Sonnenaufgang und 3h nachmittags zu Murzuk selbst im Winter zu 15.5°, in der Oase Kufra (circa 25° N. Br., 500 m Seehöhe) betrug dieselbe im Mittel eines Monats (15. August bis 14. September) sogar 22.2°, zu Audjila (29° N. Br.) im Mittel des Mai 19.7°; desgleichen beobachtete Nachtigal im Sommer in der Wüste zwischen Murzuk und Kuka durchschnittliche tägliche Temperaturamplituden von 19 bis 22° C. Im Innern von Südafrika und von Australien sind vielleicht die täglichen Wärmeschwankungen am größten. Nach Livingstone betrug die durchschnittliche Temperaturdifferenz zwischen Sonnenaufgang und Mittag im Innern Südafrikas im Juni 26.6° C. In einzelnen Fällen steigt in den Wüsten der Temperaturunterschied zwischen Sonnenaufgang und Nachmittag auf 30—40° C., als Effekt

*) Zahl der Beobachtungen.

der nächtlichen Wärmestrahlung und der allgemeinen Erhitzung des Bodens [1]) am Nachmittag. Am 25. Dezember (1878) konnte Rohlfs am Morgen zu Bir Milrha (südlich von Tripolis, 314 m Seehöhe) — 0,5° C. an seinem Thermometer ablesen, am Nachmittag dagegen 37,2°, eine Differenz von 37,7°. Perrier fand am Morgen des 25. Mai (1840) in der algerischen Sahara um sein Zelt den Boden mit Reif bedeckt, um 2^h p. m. stand aber das Thermometer im Schatten auf 31,5°, und Mitchell hatte in Nordwestaustralien am 2. Juni morgens bei Sonnenaufgang — 11,6°, um 4^h nachmittags aber 19,4°. Livingstone in Südafrika und Wetzstein im Hauran berichten, daß die tagsüber erhitzten Gesteine zuweilen nach Sonnenuntergang so rasch sich abkühlen, daß sie unter lautem Knall in Stücke springen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese raschen Temperaturwechsel eines der Agentien sind, durch welche die anstehenden Felsen der Wüsten trotz Mangel an Niederschlägen allmählich sich zerbröckeln und in Schutt umwandeln, der dann ein Spiel der Winde wird [2]). In welchem Gegensatz hierzu steht die Lufttemperatur über dem Meere! Nach den zahlreichen Beobachtungen auf Schiffen im tropischen Atlantischen Ozean zwischen 0° und 10° N. Br. betrug die tägliche Temperaturschwankung nur 1,6° C. und selbst die monatliche Wärmeschwankung nur 6,5°. Nach den Aufzeichnungen der Challenger-Expedition ist die tägliche Temperaturschwankung auf den offenen Ozeanen vom Aequator bis 40° Breite 1,3° bis 1,7° (die der Wassertemperatur nur 0,4° bis 0,5°) [3]).

Ueber die „Veränderlichkeit" der Temperatur wird später in der speziellen Klimatologie eine übersichtliche Zusammenstellung von Angaben folgen, aus welcher her-

---

1) Die Temperatur des Bodens oder Sandes erreicht 70—80° C. Pechuël Loesche fand die Temperatur der Bodenoberfläche an der Loangoküste öfter bis zu 80°, einmal 84,6° (im Februar).

2) Man sehe darüber Walter, Die Denudation in der Wüste (Leipzig) u. Verhandlungen der Berl. Gesellsch. für Erdk. 1888. Walter glaubt die tägliche Wärmeschwankung an der Oberfläche der dunkel gefärbten Gesteine infolge der Insolation bei Tag und der Ausstrahlung bei Nacht bis zu 80° veranschlagen zu dürfen, im Schatten können die Extreme 41° und 8° sein.

3) Buchan, Challenger Reports. Physics and Chemistry, Vol. II, Part V, 1889.

vorgeht, daß dieselbe gleichfalls im Kontinentalklima größer ist als im ozeanischen Klima.

Desgleichen ist auch die Veränderlichkeit der Monatsmittel der Temperatur im kontinentalen Klima größer als im Küsten- und Inselklima, in jenem ist daher eine längere Beobachtungsperiode nötig, um die Mitteltemperaturen mit demselben Grade der Genauigkeit zu bestimmen, als im letzteren. Hierfür nur einige Beispiele. Die mittleren Abweichungen der einzelnen Monatsmittel vom allgemeinen Mittel betragen:

Sibirien und Ural	Max.	Dez.	3,1°,	Min.	Juli	1,2°
Inneres Rußland	„	„	3,5°,	„	Mai	1,4°
Westeuropa . .	„	Jan.	2,3°,	„	Sept.	1,1°
England . . .	„	„	1,5°,	„	„	0,9°

Die Jahresmittel (aus den Monatsmitteln) betragen für die beiden ersten Gruppen 2,0°, für die beiden letzten 1,4° und 1,2°. Im Innern von Nordamerika sind gleichfalls wieder die mittleren Abweichungen sehr groß (Februar 2,6°, August 1,1°, Jahresmittel 1,7°).

Man kann daher im allgemeinen den Satz aufstellen, daß die Temperaturverhältnisse des Küsten- und Inselklimas den Charakter der größeren Beständigkeit, der geringeren Schwankungen um den Mittelwert haben gegenüber dem Kontinentalklima. Es ist dies begründet in dem Einfluß der Nachbarschaft großer Wassermassen, deren Temperaturänderungen nur langsam und allmählich vor sich gehen und sich innerhalb engerer Grenzen halten; ferner auch in der feuchten Atmosphäre, welche abkühlenden Ursachen dadurch einen großen Teil ihres Einflusses raubt, daß sie zu Kondensationen des Wasserdampfes Veranlassung gibt, welche durch die dabei frei werdende Wärme die Abkühlung in hohem Grade schwächt.

Einfluß der Kontinente auf die Feuchtigkeit der Luft, auf die Bewölkung und die Niederschläge.

Da der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zum allergrößten Teile aus der Verdampfung des Wassers der

Ozeane herstammt, so wird natürlich der Feuchtigkeitsgehalt der Luft mit der Entfernung von dieser seiner Hauptquelle, das ist mit dem Eintreten in das Innere des Landes, abnehmen. Doch ist der Wasserdampfgehalt der Luft im Innern der größten Kontinente, ja selbst in den Wüsten größer als den geläufigen Ansichten darüber entspricht. Man darf ferner auch die untergeordneteren Quellen der Luftfeuchtigkeit: Verdampfung aus dem regenbenetzten Boden [1]), aus Flüssen und Seen, sowie aus der Vegetationsdecke nicht außer acht lassen.

Von dem Wasserdampfgehalt der Luft im Sommer im Herzen des größten Kontinents geben folgende Zahlen eine Vorstellung. Julimittel der absoluten Feuchtigkeit in den Steppen und Wüsten von Südwestsibirien und Westturkestan (Dampfdruck in Millimeter): Orenburg 11,6, Uralsk 11,2, Kasalinsk 10,7, Aralsk 10,9, Barnaul 11,1, Nukuß 13,1, Petro-Alexandrowsk 9,4, Turkestan, Taschkent, Margelan 11,0. (Selbst Yarkand in Ostturkestan hat 12,3 mm Dampfdruck im Juli.) Wir finden also hier noch einen durchschnittlichen Wasserdampfgehalt von 11 mm, d. i. den Wasserdampfgehalt der Luft im Juli in Wien oder selbst in Paris, und nicht viel geringer als unter gleicher Breite an der Westküste Europas.

Nach den Beobachtungen von Rohlfs war der Wasserdampfgehalt der Luft im Juli und August in Ghadames 9,8 und 11,9 mm, und in der Oase Kauar in der Mitte der Sahara (18,8° N.) im Mai 13,0 mm.

In der Lybischen Wüste in der Oase Kufra (24,5° N. Br.) war der mittlere Dampfdruck in der zweiten Hälfte August 8,3 mm und während der ersten Hälfte September 10,1 mm, d. i. gleich dem mittleren Wasserdampfgehalt der Luft im Mai und im Juni in Wien. Selbst in den extremsten Fällen der Trockenheit betrug der Dampfdruck immer noch 5—6 mm.

Lichtenberg hatte demnach nicht so unrecht, wenn

[1]) Man mißverstehe dies nicht. Denken wir uns, die Seewinde würden allen ihren Wasserdampfgehalt schon in der Entfernung von 100 Meilen von der Küste als Regen abgegeben haben, so würde nun dieser Küstenstreifen wieder Wasserdampf für das Hinterland liefern.

er sagte: Könnte man ebenso leicht Kälte erzeugen, wie man Feuer anmacht, so würde man auch in der Wüste leicht Wasser aus der Atmosphäre erhalten. Nach den Beobachtungen von Rohlfs hätte man in der Oase Kufra im August die Luft im Mittel um 21,5° C. abkühlen müssen (von 30,0° auf 8,5°), um ihren Wasserdampf zur Kondensation zu bringen, am 14. August 3^h p. m. lag der Taupunkt sogar 39° C. unter der Lufttemperatur (38,9°).

Wenn aber auch der absolute Wassergehalt der Luft im Innern des Landes bei hoher Wärme im Sommer nicht so gering ist, so ist doch die Luft weit von ihrer Sättigung entfernt, die relative Feuchtigkeit ist sehr gering, das Evaporationsvermögen des Klimas sehr groß [1]).

Die durchschnittliche relative Feuchtigkeit beträgt im Mittel der oben genannten Orte in Südwestsibirien (ohne Barnaul) und in Westturkestan im Juli 50—45 %, in Yarkand 47 %, während sie an der Westküste von Europa zu gleicher Zeit kaum unter 75 % herabsinkt. Die trockensten Monate gehen noch tiefer herab: Nukuß im Juni 46 %, im Tagesmittel, um 2^h m. p. bloß 19 %; Petro-Alexandrowsk, 1½ Längengrade östlich von Nukuß, in der Wüste gelegen, im Juni 34 %; Aralsk, Kasalinsk im Juli 45 %. Noch größer ist die Trockenheit in den Steppen und Wüsten unter niedrigeren Breitegraden: Ghadames im Juli 27 %, August 33 %; Oase Kauar Juni 28 %; Oase Kufra August 27 % (Mittel für 3^h p. m. 17 %), September 33 %. Im Pandschab und Nordwestindien ist die mittlere relative Feuchtigkeit im Mai zu Lahore 31 %, Agra 36 %, zu Ihansi April 30 %.

Im Winter ist über den Kontinenten der mittleren und höheren Breiten die Luft absolut sehr wasserdampfarm wegen der großen Kälte, die dann herrscht, relativ dagegen sehr feucht und der Sättigung nahe. Es nimmt dann die relative Feuchtigkeit von den Küsten gegen

---

[1]) Im Gebiete der Sommerregen ist aber selbst weit landeinwärts auch die relative Feuchtigkeit so groß wie an den Küsten. Woeikof gibt dafür folgendes Beispiel. Sommermittel: Dorpat 10,0 mm u. 73 %, Jenisseisk im zentralen Sibirien 9,0 u. 70 %. Im Juli ist der Dampfdruck in Dorpat 10,9, in Jenisseisk 10,0. Die relative Feuchtigkeit 73 u. 69 %.

das Innere des Landes nicht ab, sondern sogar zu. Das Mittel der Stationen in Südwestsibirien und Westturkestan im Januar ist: Dampfdruck 1,7 mm, relative Feuchtigkeit 86 % (Yarkand 1,3 mm, 58 %). In den niedrigeren Breiten bei höherer Temperatur ist im Innern des Landes auch im Winter die Luft relativ trocken, so ergaben z. B. Rohlfs' Beobachtungen als Wintermittel für Murzuk (25° 54′ N. Br.) 4,6 mm Dampfdruck und 47 % relative Feuchtigkeit.

Aus dem Russischen Reiche liegen eine Anzahl von Messungen der Verdunstung vor, welche wegen gleicher Aufstellung der gleichen Apparate gut vergleichbare Relativwerte dieses klimatischen Elementes liefern, daher einige Hauptresultate hier Platz finden mögen [1]):

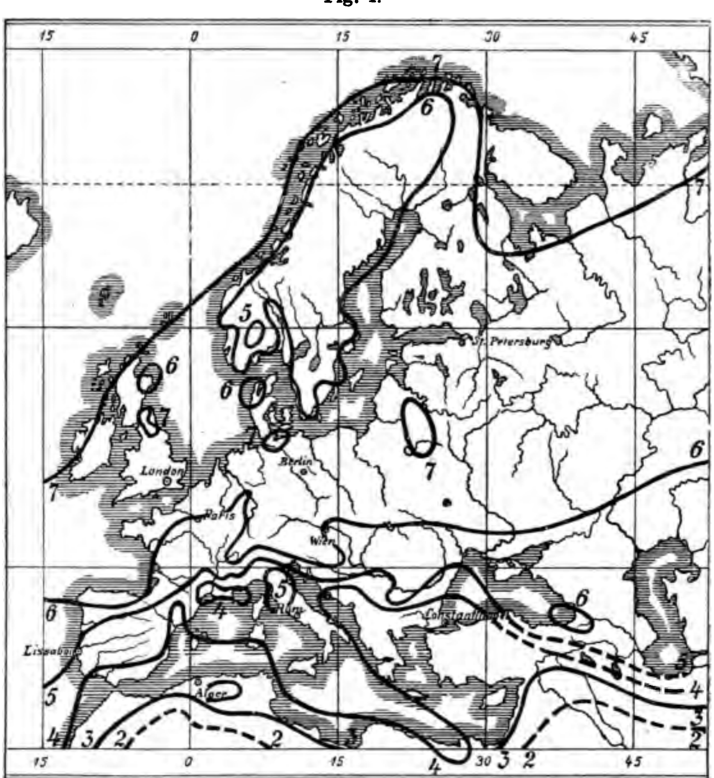
Ort	Breite N.	Länge E.	Regen cm	Verdunstung cm
Petersburg . . .	59,9	30,3	47	32
Moskau	55,8	37,6	54	42
Kiew	50,5	30,5	53	48
Kischinew . . .	47,0	28,8	47	55
Lugan	48,6	39,3	37	74
Astrachan . . .	46,4	43,0	16	74
Kasalinsk . . .	45,8	62,1	10	106
Nukuß	42,5	59,6	7	193
P. Alexandrowsk.	41,5	61,1	6	232
Sultan Bend . .	37,0	62,4	18	276
Taschkent . . .	41,3	69,3	33	134
Peking	39,9	116,5	62	91
Katherinburg . .	56,8	60,6	36	45
Barnaul	53,3	83,8	26	57
Akmolinsk . . .	51,2	71,4	23	104

Man sieht, wie landeinwärts und ebenso von Nord nach Süd die Regenmenge abnimmt, während dagegen die Verdunstung sehr stark zunimmt.

[1]) Stelling und Britzke, Der jährliche Gang der Verdunstung in Rußland. Rep. f. Met. Bd. VII und XVII. Regenfall und Verdunstung beziehen sich auf die gleichen Jahrgänge. Die angegebenen Verdunstungsmengen sind wohl untereinander vergleichbar, stellen aber nicht die Verdunstung einer freien Wasserfläche in der Sonne oder die Verdunstung vom Boden dar. Die letztere hängt natürlich in erster Linie vom Grade der Benetzung ab.

Der größeren relativen Trockenheit im Innern des Landes entspricht auch eine geringere Bewölkung des Himmels oder eine größere Heiterkeit desselben, namentlich im Sommer. Während in Nordwesteuropa die mitt-

Fig. 4.



Isonephen von Europa nach Teisserenc de Bort.

lere Himmelsbedeckung 68 % erreicht, nimmt sie nach SE hin im Innern des Landes ab.

In Rußland hat der Nordosten die größte Bewölkung: 75 und 70 %, die Bewölkung nimmt von da nach Süden

gegen das Schwarze Meer auf 60 und 50 % (Südküste der Krim) ab, noch mehr nach SE, wo sie am Aralsee auf 40 % und in Westturkestan auf 35 % herabsinkt. Im Sommer ist die Bewölkung am Weißen Meere 70 %, im mittleren Rußland und Westsibirien 50 %, am Kaspischen Meere und Aralsee 35 und 20 % und südlich davon in Westturkestan 10 %. Die Zahl der heiteren Tage im Jahre, die auf der Halbinsel Kola und am Weißen Meere nur 20 beträgt, steigt in den Steppen von Westturkestan auf 160 bis 180 [1]).

Die geringste Himmelsbedeckung dürften wohl Nordafrika, Arabien, dann die Wüstengebiete von Arizona und Neumexiko und vielleicht auch das Innere Australiens haben. Kairo hat eine mittlere Bewölkung von 19 %.

Das vorstehende Kärtchen (Fig. 4) zeigt, daß die Abnahme der durchschnittlichen Himmelsbedeckung in Europa hauptsächlich in der Richtung von Norden nach Süden stattfindet.

Die Quantität und Häufigkeit der atmosphärischen Niederschläge nimmt im allgemeinen landeinwärts ab; aber diese Abnahme ist so unregelmäßig und in so hohem Grade von der Bodenkonfiguration, Richtung der Gebirgszüge gegen die feuchten Winde u. s. w. abhängig, daß man keine allgemeinen Beispiele dafür geben kann und die Betrachtung der Verteilung der Niederschläge über die Kontinente am besten der speziellen Klimalehre überlassen wird.

Einfluß des Landes auf die Winde.

Von größter klimatischer Bedeutung ist der Einfluß, den die Landflächen durch ihre vom Tag zur Nacht, namentlich aber vom Sommer zum Winter wechselnde Temperaturdifferenz gegen die umgebenden Wasserflächen auf die Luftzirkulation, d. h. auf die vorherrschenden

---

1) Schönrock, Die Bewölkung des Russischen Reiches. Memoiren der Petersburger Akademie, VIII. Ser., Vol. I, Nr. 9, 1894.

Winde ausüben. Von diesen letzteren aber hängt wieder ab die Verteilung der Temperatur, der Feuchtigkeit, der Bewölkung und der Niederschläge.

Wir wollen zuerst ein lokales, auf die Küsten beschränktes Phänomen betrachten, das durch diese Temperaturdifferenzen bedingt wird.

Land- und Seewinde. Die Land- und Seewinde sind die am längsten bekannten periodischen Luftströmungen, die durch den Temperaturgegensatz zwischen Wasser und Land entstehen, ein Gegensatz, der sich beim Uebergang vom Tag zur Nacht umkehrt, und einen entsprechenden Windwechsel nach sich zieht. In niedrigen Breiten, wo ein eigentlicher Winter fehlt, sind diese periodischen Winde eine das ganze Jahr hindurch auftretende Erscheinung, in höheren Breiten kommen sie fast nur in der wärmeren Jahreszeit zur Entwickelung.

Die Seebrise weht bei Beginn im allgemeinen ziemlich senkrecht auf die Küste, sowie aber die Luft in der Folge von weiter her kommt, unterliegt sie der ablenkenden Kraft der Erdrotation und wird nach rechts abgelenkt (nördliche Halbkugel). Wenn also die Seebrise zuerst aus E kommt, so dreht sie sich tagüber allmählich nach Süd, so wie der aus W beginnende Landwind sich im Verlaufe der Nacht nach N dreht.

Wenn man auch die Entstehung der Land- und Seewinde von jeher auf die ungleiche Erwärmung und Erkaltung von Wasser und Land zurückgeführt hat, so ist doch die eigentliche physikalische Erklärung derselben erst in neuerer Zeit gegeben und deren Richtigkeit durch den ungleichen Gang des Luftdruckes an der Küste und im Innern des Landes nachgewiesen worden.

Vorerst wollen wir uns aber mit den Erscheinungen selbst vertraut machen, welche die Land- und Seewinde und deren Wechsel begleiten.

„Die Bewohner der Seeküste in tropischen Klimaten erwarten jeden Morgen mit Ungeduld die Ankunft der Seebrise. Sie setzt gewöhnlich ein gegen 10^h vormittags. Mit ihrer Ankunft schwindet die drückende Schwüle des Morgens, und eine erquickende Frische der Luft scheint

allen neues Leben und Lust zu ihren täglichen Arbeiten zu geben. Um Sonnenuntergang tritt abermals Windstille ein. Die Seebrise hat aufgehört und in kurzem setzt nun die Landbrise ein. Dieser Wechsel von Land- und Seewind, ein Wind von der See bei Tag und vom Lande bei Nacht, ist so regelmäßig in den tropischen Gegenden, daß man ihm mit gleicher Zuversicht entgegensieht, wie dem Aufgang und Untergang der Sonne.“ (Maury.)

Der Seewind ist nicht bloß durch seine relative Kühle erfrischend und wohlthätig, sondern auch dadurch, daß er die reine Seeluft auf das Land bringt und die Miasmen zerstreut, die so häufig flache tropische Küsten, im Bereich des Flutwechsels, höchst ungesund machen. Freier Zutritt des Seewindes gehört hier zu den wichtigsten Erfordernissen einer gesunden Lage (eines gesunden Klimas). Hingegen ist der Landwind oft geradezu schädlich (so namentlich an der tropischen Westküste Afrikas) und kann, wenn er ausnahmsweise länger weht, förmliche Epidemieen zur Folge haben. Dies ist besonders dort der Fall, wo stagnierende Hinterwässer, die im Bereich des Flutwechsels liegen und von einer üppigen Vegetation umrandet werden, sich von der Küste landeinwärts erstrecken.

Wo die Seebrise dieselbe Richtung hat wie die vorherrschende Windrichtung, verstärkt sie sich hie und da am Nachmittag bis zur Sturmesstärke, während der Landwind kaum fühlbar ist.

„Im Sommer der südlichen Hemisphäre,“ sagt Maury, „ist die Seebrise zu Valparaiso kräftiger entwickelt als an irgend einem Orte, an den mein Dienst (als Seemann) mich geführt hat [1]). Hier weht im Sommer regelmäßig am Nachmittag die Seebrise mit wütender Stärke; Steine werden von den Spazierwegen aufgehoben und durch die

1) Die Ursache liegt hier wohl in dem Zusammenwirken von drei Umständen: abnorm niedrige Meerestemperatur, starke Erwärmung des trockenen dürren Landes unter der kräftigen Sonne des südlichen Sommers und eine herrschende Windrichtung (aus SW), die mit der Seebrise ziemlich zusammenfällt. Dasselbe ist mit gleichen Folgeerscheinungen an der Küste von SW-Afrika und an der kalifornischen Küste der Fall.

Straßen getrieben, das Volk sucht Schutz, die Plätze sind menschenleer, das Geschäft ist unterbrochen, alle Kommunikation zwischen den Schiffen und der Küste ist abgeschnitten. Plötzlich sind Wind und See besänftigt und es herrscht Windstille. Die Ruhe, die nun folgt, ist wundervoll. Der Himmel ist ohne Wolken, die Atmosphäre die Durchsichtigkeit selbst, die Anden scheinen näher gerückt zu sein, das Klima, stets mild und gelind, wird nun doppelt lieblich durch den Gegensatz. Der Abend ladet ein das Haus zu verlassen und die Bevölkerung füllt die Straßen und Plätze — die Damen im Ballkostüm —, denn es gibt jetzt nicht genug Wind, um die leichteste Feder zu derangieren.

Dieser Umschlag tritt während des südlichen Sommers Tag für Tag mit der äußersten Regelmäßigkeit ein, und gleichwohl scheint die Windstille immer wieder zu überraschen und einzutreten, bevor man Zeit hat, sich vorzustellen, daß der wütende Seewind so bald aufhören könnte [1]."

Es dürfte schwer sein, über die Höhe, bis zu welcher sich die Seebrise erstreckt und über die Entfernung, bis zu welcher sie landeinwärts reicht, allgemeine Angaben zu machen, denn beide Umstände richten sich wohl vornehmlich nach den Lokalverhältnissen. Zu Coney-Island bei New York, also schon weit außerhalb der Tropen, hat man vor kurzem Beobachtungen über die Höhe des Seewindes im Sommer (August) mittels eines Ballon captif angestellt. Die Seebrise erstreckte sich über der ganz flachen Insel nachmittags bis zu etwa 150 m und in circa 200 m begann die obere entgegengesetzte Strömung, die Landbrise.

Daß über dem Seewind die Luft auf das Meer hinausströmt, ist schon öfter bei Ballonfahrten erwiesen worden, indem der Ballon vom oberen Landwind auf die See hinausgetrieben wurde. Durch Senken des Ballons in die untere Strömung (Seewind) konnte derselbe wieder

---

[1]) Maury, The physical geography of the sea. Man sehe daselbst auch die lebendige Schilderung der Witterungsverhältnisse, die den Wechsel der Land- und Seebrise an den Küsten von Java begleiten, von Lieutenant Jansen.

auf das Land gebracht werden. Bei Toulon hat man auf diese Weise Mitte Oktober (1893) die Höhe des Seewindes zu etwa 400 m gefunden, in 600 m war die Strömung schon entschieden auf das Meer hinaus gerichtet.

Im Littoral von Süd-Kalifornien weht der Seewind den größten Teil des Jahres, im Winter schwach, im Sommer kräftig, und ist im Sommer trocken, selbst an der Küste [1]).

Die Höhe dieser Seebrise kann man bis zu anderthalb englischen Meilen (also circa $2^1/_2$ km) annehmen. Dies läßt sich an dem Rauche der Buschfeuer auf den Bergen wahrnehmen. Derselbe zieht anfangs nach Osten, höher hinauf immer schwächer, schließlich tritt in etwa 2500 m Seehöhe Stillstand ein; was von dem Rauche noch über diese Höhe emporsteigt, zieht nach Westen. Man muß aber auf einen hohen Berg steigen, um dies selbst zu beobachten. Auf dem Gipfel des Old Gray Back kann man den nach Westen ziehenden Landwind fühlen, während 1800 m tiefer in den Cañons der Seewind bläst [2]).

Dieser Seewind Süd-Kaliforniens ist aber schon mehr ein Uebergang zu den Monsunwinden, da er ein Effekt der durchschnittlich höheren Temperatur des Innern von Kalifornien gegenüber dem Meere ist.

Schon Dampier hat darauf aufmerksam gemacht, daß die Seebrise zuerst auf dem Meere draußen beginnt und sich allmählich bis zur Küste ausdehnt, während die Landbrise umgekehrt an der Küste beginnt und ihren Weg in die See hinaus forciert. Dem Beobachter an der Küste verrät sich das Einsetzen der Seebrise draußen auf der See durch das Kräuseln der Meeresoberfläche und die tiefblaue Färbung, welche dieselbe dadurch annimmt, während an der Küste selbst die See noch spiegelglatt und glänzend ist. In einer halben Stunde etwa erreicht die Seebrise das Land und wächst an Stärke bis zum Nachmittag [3]).

---

1) Die Ursache ist jedenfalls, daß das Meer an der Küste sehr kühl ist, das Land dagegen stark erwärmt. Die vom Meere kommende Luft muß daher über dem Lande relativ trocken erscheinen.

2) Th. S. van Dyke, Southern California. New York 1886.

3) Bemerkenswert ist die öfter wiederkehrende Beobachtung, daß die Seebrise durch die ansteigende Flut verstärkt wird, wenn dieselbe mit dem Eintritt derselben zusammenfällt. Krümmel hat wohl Recht, dies durch die Hebung der Luftschichten durch die Flut und die Verstärkung des Druckgefälles gegen das Land zu erklären. Geogr.-physik. Beobachtungen der Plankton-Expedition. Leipzig 1893, S. 44 etc. — Die klassische Beschreibung der Land- und Seewinde von Dampier findet man abgedruckt im American Met. Journal. Vol. II, p. 60.

Der Landwind verrät sich auf dem Meere draußen zuerst durch Pflanzengeruch und Blütenduft, der plötzlich die Luft erfüllt, bevor noch die Brise selbst wahrzunehmen ist.

Die gründlichste Untersuchung über das Auftreten der Land- und Seebrise an einer bestimmten Erdstelle, die wir besitzen, verdanken wir der New England Met. Soc., welche im Juli und August 1887 systematische darauf bezügliche Beobachtungen an 130 Orten in Massachusetts veranlaßt hat [1]).

Der Seewind tritt auch hier zuerst über der offenen See auf und arbeitet sich allmählich gegen die Küste hin durch. Er erreicht dieselbe an ruhigen warmen Morgen um 8 Uhr, meist aber erst um 9 oder 10 Uhr, zuweilen selbst erst mittags. Die Seebrise dringt mit einer Geschwindigkeit von kaum 1 m pro Sekunde landeinwärts vor — die Windstärke selbst ist aber viel größer, 4—7 m, wenn sie die volle Höhe erreicht hat. Die Luft muß also in Front des vordrängenden Seewindes aufsteigen [2]).

Die Herrschaft des Seewindes erstreckt sich nur auf einen Küstensaum von 30—40 km. Die Dauer desselben wird natürlich mit der Entfernung von der Küste immer kürzer. Der Seewind ist an der Küste kühl, so daß er das normale mittägige Ansteigen der Temperatur unterdrückt [3]), landeinwärts wird er wärmer, behält aber dabei doch seinen frischen und charakteristischen Seegeruch.

Ueber das Auftreten der Seebrise an der Küste von Senegambien, zu Joal, in der trockenen Winterzeit machte Hr. Bigourdan interessante Beobachtungen [4]).

Während des Aufenthaltes der (Sonnenfinsternis-)Expedition (derselbe scheint vom 1. Januar bis 16. April 1893 gewährt zu haben) gab es nur 2—3mal unmeßbaren Regen. Der vorherrschende Wind war der NE, während seiner Dauer steigt die

---

1) Annals of the Astr. Observ. Harvard College. Vol. XXI, Part II. An investigation of the sea breeze. Cambridge 1890.

2) Damit hängen wohl auch die Gewitterbildungen zusammen, die den Seewind nachmittags an manchen Küsten begleiten.

3) In Manchester an der Küste, das dem Seewind besonders ausgesetzt ist, zeigen sich zwei tägliche Temperaturmaxima, eines vor dem Eintritt der Seebrise, das zweite nach dem Abflauen derselben.

4) Comptes rendus Tome CXVIII, S. 1201.

Temperatur und Trockenheit rasch, nach Mittag kommt die Seebrise, die aus NW weht, die Temperatur erniedrigt und die Feuchtigkeit steigen macht. Sie wird von den Einwohnern mit Ungeduld erwartet, dringt aber nicht weit ins Innere des Landes vor und pflanzt sich nur mit sehr geringer Geschwindigkeit fort.

Wenn die Seebrise vom offenen Ozean her sich naht, so ändert sie die Orientierung der Wellenzüge und damit die Färbung des Meeres, das von der Sehlinie nahezu tangiert wird.

Man kann diese Trennungslinie bis auf eine Distanz von 2—3 km deutlich sehen. Es dauert nun öfter eine halbe Stunde, bis die Brise die Küste erreicht, dies gibt für die maximale Geschwindigkeit des Fortschreitens des Seewindes 6 km in der Stunde. Es erklärt dies auch die schwache Fortpflanzung der Seebrise ins Innere des Landes.

In der Nacht und am Morgen weht der NE-Wind und bringt frische Luft. Sowie aber die Sonne erscheint, erwärmt sich die Luft durch die Berührung mit dem heißen Boden, und das Thermometer steigt sehr rasch. Wenn der Eintritt der Seebrise sich bis gegen 2—3h verzögert, so kann man die Temperatur bis 40° steigen sehen; öfter jedoch tritt der Seewind vor Mittag ein, und dann überschreitet das Temperaturmaximum nicht 28—30°.

Die Temperaturabnahme beim Eintritt des Seewindes ist außerordentlich rasch, so rasch, daß das registrierende Thermometer derselben nicht folgen kann und um mehrere Grade zurückbleibt. Die Feuchtigkeit steigt im Gegenteile ebenso rasch, als die Temperatur sinkt. Die folgenden Zahlen, die sich auf den 14. April 1893 beziehen, geben eine Vorstellung von dem Einfluß des Seewindes auf den Gang des Thermometers und Hygrometers.

14. April 1893.

Zeit	6h a. m.	7	8	9	10	11
Temperatur	20,8	23,8	27,3	30,6	33,1	36,8°
Relative Feuchtigkeit	43	33	24	18	14	6
Wind	ENE	ENE	ENE	NE	NE	NE
Zeit	Mittag	12h 30	12h 45	1h	2h	3h p. m.
Temperatur	38,3	39,2	28,0	26,1	25,4	24,0°
Relative Feuchtigkeit	4	3	45	61	64	65
Wind	NE	NE	NW	NW	NW	NW

Man sieht, daß die Ankunft des Seewindes die Temperatur um 11° sinken macht und die Feuchtigkeit um 42% steigt. Diese plötzlichen Aenderungen verschwinden natürlich in den gewöhnlichen dreimaligen Terminbeobachtungen und können nur durch Aufstellung von Registrierinstrumenten verfolgt werden.

Der Landwind scheint durchschnittlich viel schwächer aufzutreten als der Seewind. Die größere Stärke der Seebrise gegenüber dem Landwind erklärt Ferrel dadurch, daß das Land auch im Tagesmittel (in den Tropen, auch

bei uns im Sommer) wärmer ist als das Meer, der Temperaturgradient bei Nacht, der den Landwind erzeugt, deshalb kleiner bleibt als jener bei Tag, dem der Seewind seine Entstehung verdankt. Durch die Reibung an den Unebenheiten des Bodens wird ferner in der untersten Schichte die Geschwindigkeit der Luftströmung über dem Lande sehr geschwächt, während über der glatten Oberfläche der See die Reibung viel geringer ist als über dem Lande. Dazu kommt noch auf dem Lande die Verstärkung aller Winde bei Tag infolge der Erwärmung des Bodens, welche auch der Seewind über dem Lande erfahren muß.

Seitdem man registrierende Anemometer aufgestellt hat, ist man mit der Thatsache bekannt geworden, daß überall, unter allen Klimaten, auf dem Lande (und auch an den Küsten) die Windstärke, die Richtung des Windes mag was immer für eine sein, vom Morgen bis zum Nachmittag zunimmt, ungefähr um die Zeit des Maximums der Luftwärme ihre größte Intensität erreicht, dann rasch abnimmt, bis nach Mitternacht das Minimum eintritt. Die Verstärkung des Windes vom Morgen (etwa von 8—9^{h} an) bis zum Nachmittag ist am größten an heiteren Tagen; sie erreicht in manchen Klimaten zu gewissen Jahreszeiten eine solche Höhe, daß der Wind nachmittags zum Sturm anschwillt, während er abends wieder abflaut und nachts Windstille eintritt. So schildern uns namentlich Schweinfurth und Nachtigal die außerordentliche Steigerung der Intensität des NE-Passats im Innern Afrikas bei Tag, während die Nächte ruhig sind [1]).

Espy und, in neuerer Zeit unabhängig davon, Koeppen haben wohl mit vollem Recht die Verstärkung, welche jeder Wind tagsüber auf dem Lande erfährt, zurückgeführt auf den Luftaustausch, der zwischen den oberen und unteren atmosphärischen Schichten bei Tag durch die Erwärmung des Bodens eingeleitet wird, und welcher die stets viel schneller bewegten oberen Schichten zur

---

1) Eingehendere Nachweisungen über dieses Phänomen findet man in meiner Abhandlung: „Die tägliche Periode der Richtung und Stärke des Windes". Sitzungsber. d. Wien. Akad. Januarheft 1879.

Erde herabbringt, indem diese die erwärmte aufsteigende Luft ersetzen [1]).

Selbst größere Seen bewirken schon die Entstehung von Land- und Seewinden. Forel hat dieselben für den Genfersee nachgewiesen. Am Nordufer zwischen Ouchy und Rolle weht der Landwind, „Morget“, als Nordwind von 5 oder 7^h abends an bis 7 oder 9^h morgens als kräftige Brise. Der Ursprung der Landbrise ist stets auf dem Lande, und sie pflanzt sich gegen den See hin fort, wie dies Forel hundertemal bei Morges beobachtet hat. Die ersten schwachen Windstöße erscheinen plötzlich längs des Ufers und pflanzen sich von da auf den See hinaus fort.

Wenn im Herbst das Land erkaltet, während der See noch warm bleibt, so strömt die Luft von allen Seiten dem See zu (bei ruhiger Witterung) und der „Morget“ weht dann beinahe beständig. Dasselbe ist der Fall und mit noch größerer Intensität im Winter, wenn das Land mit Schnee bedeckt ist. Dieser Morget ist dann allerdings kein echter „Landwind“ mehr.

Der Seewind, „le Rebat“, weht bei Tag von 10^h vormittags bis 4^h nachmittags mit geringerer Intensität als der Morget. Er beginnt auf der offenen Seefläche und pflanzt sich gegen die Ufer hin fort. Morget wie Rebat sind nach Forel echte Land- und Seewinde, keine Bergwinde. Der echte absteigende Bergwind, „Joran“, ist viel heftiger als der Morget, erstreckt sich aber nur bis zum Fuße der Berge und nicht auf den See hinaus. Siehe A. Forel, Le Leman. T. I, p. 302.

Die Erklärung der Land- und Seewinde liegt im folgenden:

Am Morgen erwärmt sich das Land rascher als das Meer; die erwärmte Luft über dem Lande dehnt sich nach oben aus, oder, was dasselbe ist, der Luftdruck steigt in der Höhe über dem Lande, während über der See dies nicht in gleichem Maße der Fall ist. Deshalb beginnt zuerst die Luft über dem Lande in der Höhe gegen das Meer hin abzufließen, und es steigt der Luftdruck draußen über der Meeresoberfläche, während er über dem Lande sinkt. Dies hat zur Folge, daß nun auch unten eine Luftströmung eintritt, und zwar vom Meer gegen das Land, der Seewind. Bei Nacht verhält es sich umgekehrt; das Land erkaltet rascher als das Meer, die Erkaltung der Luft bewirkt ein Sinken des Luftdruckes in der Höhe über

1) Z. 79, S. 333.

dem Lande [1]), und damit einen oberen Zufluß der wärmeren Luft von der See her, welcher in der Folge den Luftdruck an der Erdoberfläche über dem Lande steigen, über der See sinken macht. Daher entsteht in zweiter Linie eine Luftströmung vom Lande hinaus auf das Meer, der Landwind. In den Morgen- und Abendstunden, zwischen dem Windwechsel, tritt ein Gleichgewichtszustand und Windstille ein.

Die tägliche Periode ist zu kurz, um größere Luftdruckdifferenzen zwischen Meer und Inland aufkommen zu lassen; die Druckunterschiede, welche die Land- und Seewinde erzeugen, sind so gering, daß sie erst in neuester Zeit überhaupt konstatiert werden konnten (dies ist namentlich geschehen von Blanford und Chambers) [2]). Doch haben die registrierenden Barometer an den Küsten und im Innern von England selbst noch in den Jahresmitteln der stündlichen Werte des Luftdruckes jene oben erwähnten Druckdifferenzen an der Erdoberfläche erkennen lassen, welche die Land- und Seewinde in Bewegung setzen. Von 10^h morgens bis 11^h abends haben die Küstenstationen einen relativ höheren Luftdruck, während der Nacht hingegen die Landstationen, wie es auch sein muß, wenn wirklich in der Höhe bei Tag vom Lande gegen die See hin die Luft abfließt, bei Nacht umgekehrt von der See gegen das Land. Daß der Seewind zuerst draußen auf der See einsetzt und sich von da erst gegen das Land hin vorwärts „arbeitet“, liegt wohl jedenfalls darin begründet, daß über der glatten See schon ein geringerer Gradient (geringeres Druckgefälle) die Luft in Bewegung zu setzen vermag, als über dem rauhen Lande, wo die Reibung viel größer ist. Erst wenn daselbst die stärkere Erwärmung das an sich geringe Druckgefälle, welches den Seewind erzeugt, seinem Maximum näher gebracht hat, vermag die Landluft die größere Reibung zu überwinden und dem geringen Gefälle zu folgen [3]).

---

1) Siehe über diesen Einfluß der Erwärmung und Erkaltung der Luft auf den Druck in den höheren Schichten die kleine Tabelle zu Anfang des folgenden Abschnittes über das Höhenklima.

2) Blanford, Ueber Land- und Seewinde, Zeitschr. f. Meteorol. XII (1877) und Chambers Zeitschr. f. Meteorol. Bd. XV (1880), p. 196.

3) Ueberhaupt befreien die mit der stärkeren Bodenerwärmung auftretenden vertikalen Bewegungen die Luft mehr von dem Einfluß der Reibung.

Der von Seemann aufgestellten Erklärung des früheren Auftretens der Seebrise auf dem Ozean, welche dahin geht, daß die Luft über dem Lande infolge der raschen Erwärmung und Expansion am Morgen einen lateralen Druck gegen die See hin ausübt, welcher erst später überwunden werden kann, vermag ich mich nicht anzuschließen (Das Wetter 1884). Ich finde nicht den geringsten Anhaltspunkt, eine derartige laterale Pressung der Luft anzunehmen, und eine solche bloß wegen der vorliegenden Erscheinung vorauszusetzen, ist nicht nötig, dieselbe kann auch auf andere Weise erklärt werden. Wenn man bedenkt, daß die stärkste stündliche Temperaturzunahme an einem Sommervormittag etwa 1,2° beträgt, in einiger Höhe noch weniger, also pro Minute nur 0,02°, wie soll da die Luft nicht Zeit haben sich in der physikalisch allein verständlichen Richtung des schwächsten Druckes d. i. nach oben auszudehnen.

Monsunwinde. Die entgegengesetzten Luftströmungen, welche die Umkehrung der Temperaturdifferenz zwischen Land und Meer in den zwei extremen Jahreszeiten, d. i. zwischen Winterhalbjahr und Sommerhalbjahr, hervorruft, gelangen entsprechend der längeren Zeit, während welcher diese Temperaturdifferenzen wirksam sind, zu einer viel großartigeren Entwickelung als die täglich wechselnden Land- und Seewinde, und werden dadurch von tief eingreifender klimatischer Bedeutung. In den mittleren und höheren Breiten der nördlichen Landhemisphäre können sie sogar die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre, in den unteren Schichten wenigstens, völlig zurückdrängen, so daß hier nicht mehr der Gegensatz zwischen Aequator und Pol, oder zwischen Süd und Nord, sondern jener zwischen Kontinent und Ozean, d. i. zwischen West und Ost, zur Vorherrschaft gelangt.

Dem Wechsel von Land- und Seewinden an der Küste in der täglichen Periode entspricht über den Kontinenten gleichfalls ein Wechsel von Land- und Seewinden in der jährlichen Periode, mit dem graduellen Unterschiede, daß jeder dieser Winde nahezu ein halbes Jahr hindurch anhält und eine viel größere Mächtigkeit und Stärke erlangt. Man nennt diese mit den extremen Jahreszeiten wechselnden Winde Monsunwinde oder Winde der Jahreszeiten. Jeder Kontinent erzeugt solche Monsunwinde, aber nur die mächtigen durchgreifenden

Winde dieser Art belegt man in der That mit dem Namen „Monsune".

Um zu einer vollständigen Einsicht in die kausalen Bedingungen der Luftzirkulation zwischen Kontinent und Ozean, welche von so fundamentaler Wichtigkeit für die Klimatologie ist, zu gelangen, müssen wir etwas weiter ausholen und den Einfluß der Erwärmung und Erkaltung des Landes auf die Verteilung des Luftdruckes eingehender untersuchen, als dies vorhin geschehen ist. Da die hier in Betracht kommenden Einflüsse fast ein halbes Jahr in Wirksamkeit sind, so ist auch ihr Effekt auf die Luftdruckverteilung viel bedeutender und leicht direkt aus den Beobachtungen nachweisbar.

Die Erwärmung der Luftschichten über einer größeren Landfläche und über ganzen Kontinenten geht im Unterschied zu jener über den Ozeanen so vor sich. Der Boden erhitzt sich tagsüber unter dem Einfluß der Insolation, die untersten Luftschichten werden dadurch direkt mit erwärmt und steigen in einzelnen Partieen in die Höhe, während andere kühlere dafür aus der Höhe niedersinken, wodurch ein fortwährender Luftaustausch zwischen höheren und tieferen Schichten entsteht, wie er sich in den zitternden Bildern verrät, die wir allemal wahrnehmen, wenn wir über eine erwärmte Fläche auf Gegenstände jenseits derselben hinsehen. Dieses Spiel aufsteigender und niedersinkender Luftmassen wird zwar bei Nacht, wenn der Boden (nicht aber die etwas höheren Luftschichten) durch Strahlung rasch erkaltet, unterbrochen, setzt sich aber am nächsten Tage wieder fort und die Erwärmung der untersten Luftschichten über dem Lande teilt sich so allmählich höheren und höheren Schichten mit[1]). Dazu kommt noch die Erwärmung der Luft-

---

[1]) Dieser von mir vor langem deduktiv abgeleitete Vorgang (Z. 74, S. 339) fand nun seine volle Bestätigung durch die Ergebnisse der Beobachtungen bei zwei nächtlichen Ballonfahrten, die im Juli 1893 von München aus unternommen worden sind. Die Temperatur nahm in den frühen Morgenstunden (1—3^h a. m.) bis zu 300 m über der Hochebene zu (unter circa 12^0 oben 18,5^0), von da nahm die Temperatur bis 900 m (relat.) wieder ab, und die Luft erwies sich nach ihrer Temperatur und Feuchtigkeit als am Vortage von der Hochebene aus infolge deren Erhitzung aufgestiegene Luft. Die Abkühlung durch nächtliche Wärmeausstrahlung vom Boden her reichte bis gegen 300 m, die Luft oberhalb aber hatte dieselbe (potentielle) Temperatur behalten, mit der

schichten durch die Wärmestrahlung des Bodens selbst. Die Luft ist zwar, wie schon früher erwähnt, sehr diatherman für die leuchtenden Sonnenstrahlen, weniger jedoch für die Strahlung eines Körpers von niedriger Temperatur, wie der Erdboden. Die Wärmestrahlung desselben wird deshalb von den unteren Luftmassen zum Teil absorbiert und trägt zu ihrer Erwärmung bei.

Unter dem Einfluß dieser von unten nach oben fortschreitenden Erwärmung dehnen sich die über dem Lande lagernden Luftschichten aus, die höheren Schichten werden von den unteren gehoben, der Luftdruck in der Höhe steigt deshalb; die Flächen gleichen Luftdruckes, die bei gleichförmiger Verteilung der Temperatur horizontal sind, so daß man in derselben Höhe (Entfernung vom Meeresniveau) überall denselben Luftdruck trifft, heben sich über dem erwärmten Lande und senken sich gegen das kühlere Meer hin. Angenommen, man wäre im stande, in einem Luftballon stets in derselben Seehöhe sich zu erhalten, so würde man von der Küste in das Innere des erwärmten Kontinents gelangend den Luftdruck in dieser Höhe fortwährend steigen sehen bis in das Zentrum der erwärmten Landmasse. Infolgedessen haben die Luftschichten in der Höhe ein Gefälle vom Kontinent gegen das kühlere Meer hinaus und die Luft fließt dahin ab. Dadurch wird der Luftdruck über dem Inneren des Landes sinken, weil die drückende Luftmasse sich dort vermindert, über dem Meere steigen, weil hier ein Luftzuschuß in der Höhe eintritt. Im Meeresniveau entsteht dadurch ein dem oberen entgegengesetztes Gefälle der Luft vom Meere gegen das Land hin, von der Stelle höheren Druckes gegen die Stelle niedrigeren Luftdruckes, und die untere Luft muß deshalb von allen Seiten gegen den erwärmten Kontinent zufließen. Da aber durch die Erdrotation diese Luftströmungen abgelenkt werden, und zwar auf der nördlichen Hemisphäre nach rechts, auf der südlichen

---

sie vom Boden aufgestiegen war. (Sohncke u. Finsterwalder, Die ersten wissenschaftl. Nachtfahrten des Münchener Vereins. Z. 94, S. 370.)

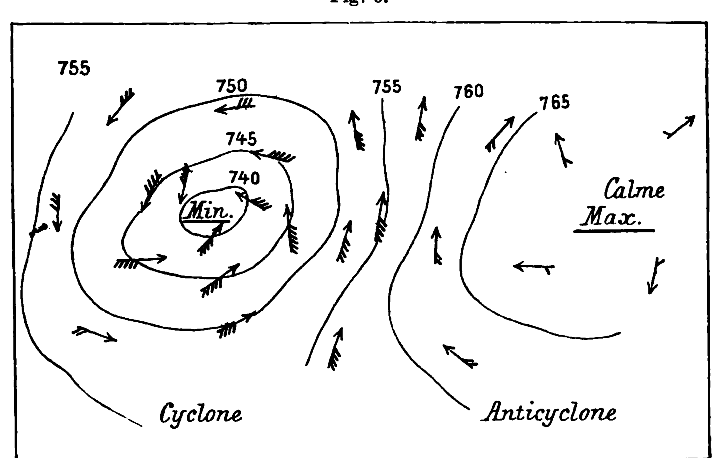
Einen aufsteigenden Luftstrom aber, wie man ihn früher gern angenommen, der die ganze unten erwärmte Luftmasse in toto in die Höhe führt, gibt es nicht und kann es aus leicht begreiflichen Ursachen nicht geben.

nach links (im Sinne ihrer Bewegung genommen), so werden wir an den Rändern der Kontinente folgende Luftströmungen (Sommermonsune) zu erwarten haben:

	Westküste	Nordküste	Ostküste	Südküste
Nördl. Hemisphäre	NW	NE	SE	SW
Südl. „	SW	NW	NE	SE

Nach der jetzt üblichen Klassifikation der Windsysteme bezeichnet man eine derartige Luftbewegung,

Fig. 5.

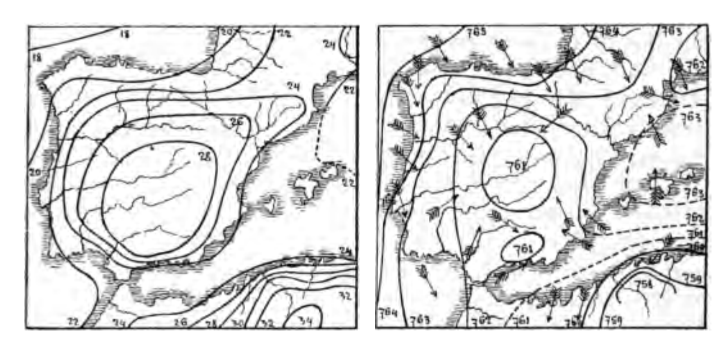


wie sie über einem stark erwärmten Kontinente sich einstellt, als eine cyklonische.

Eine cyklonische Luftbewegung stellt sich überall dort ein, wo der Luftdruck niedriger ist als in der Umgebung; eine anticyklonische dort, wo der Luftdruck ein Maximum erreicht hat und nach allen Seiten hin abnimmt. Die vorstehende Figur erläutert die Luftströmungen, welche (auf der nördlichen Hemisphäre) um die Gebiete niedrigen und hohen Luftdruckes sich einstellen, indem sie dabei zwei Kräften folgen: der Schwerkraft, welche die Luft zwingt, von der Gegend höheren zur Gegend niedrigeren Druckes hinzufließen, und der ablenkenden Kraft der Erdrotation (nach rechts, im Sinne der Bewegung, auf der nördlichen Hemisphäre, nach links auf der südlichen). Die Luft-

massen bilden unter dem Einfluß beider Kräfte einen Wirbel, in dem sich die Luft um das Barometerminimum von rechts nach links dreht, entgegengesetzt dem Zeiger einer Uhr, um das Maximum von links nach rechts mit dem Zeiger einer Uhr. Auf der südlichen Hemisphäre verhält es sich umgekehrt. Wie die Figur 5 zeigt, sind die Barometerdifferenzen im allgemeinen größer, oder die Abstände der Linien gleichen Luftdruckes (Isobaren) kleiner im Gebiete eines Barometerminimums, als im Gebiete des Maximums; dort herrschen dementsprechend heftigere Luftströmungen (die Befiederung der Pfeile in der Figur ist der Windstärke proportional) oder Stürme, im Gebiete des Maximums Windstille oder schwache Winde. Die Luftdruckdifferenz zwischen zwei Orten, genommen in der Richtung des Maximums der Aende-

Fig. 6.



Temperatur und Luftdruck über der iberischen Halbinsel im Juli.

rung, das ist senkrecht auf die Isobaren, nennt man den barischen Gradienten, er ist im allgemeinen ein Maß für die Intensität der Luftbewegung.

Ein Beispiel für die Temperatur- und Luftdruckverteilung über einem erwärmten Lande und der dadurch hervorgerufenen Winde zeigt obige Figur 6, welche diese Verhältnisse im Juli über der Pyrenäenhalbinsel zur Darstellung bringt [1]). Es entwickelt sich in dieser Jahreszeit eine cyklonische Bewegung der Luft um die Pyrenäenhalbinsel und um Nordafrika. Im größten Maß-

---

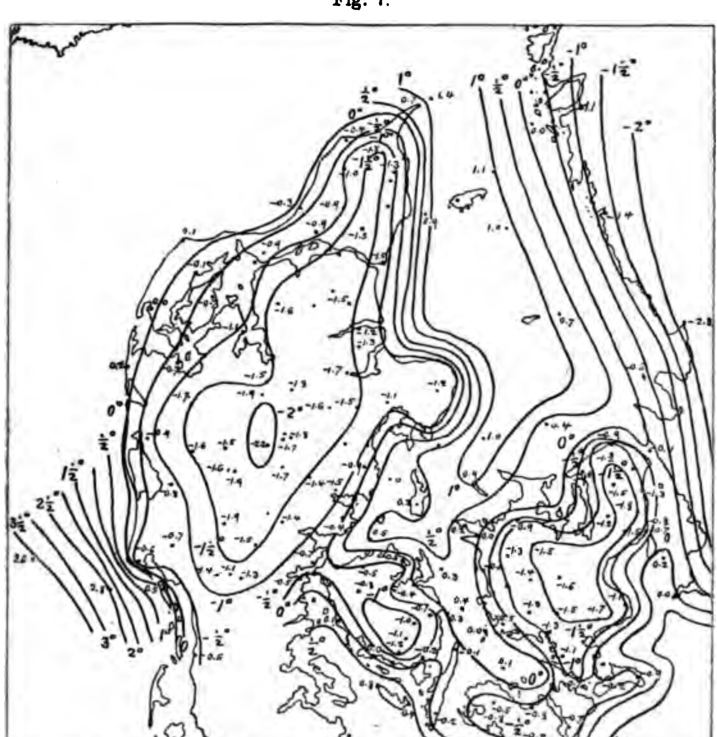
[1]) Nach Teisserenc de Bort, Annales du Bureau Central. Année 1879, T. IV. Paris, 1880.

stabe findet ein solcher Vorgang statt über dem Kontinent von Asien und Europa während des Sommers. Ist die Temperaturdifferenz zwischen Festland und Meer nicht erheblich, die Ausdehnung des ersteren gering, oder existieren infolge einer gewissen allgemeinen prädominierenden Luftdruckverteilung vorherrschende allgemeine Luftströmungen (wie z. B. die Passate in dem Tropengürtel), so äußert sich der Einfluß des Kontinents nur durch eine Ablenkung der vorherrschenden Winde, die ablenkenden Kräfte haben die oben angegebene Richtung.

Wenn, wie wir dies über der pyrenäischen Halbinsel eben gesehen haben, und in großartigeren Maßstabe im Sommer über den großen Kontinenten antreffen, die die Luft unten von allen Seiten dem Kontinent zuströmt, so müßte das Luftdruckminimum bald ausgefüllt werden und verschwinden, wenn nicht in der Höhe die Luft in entgegengesetzter Richtung fortwährend abfließen würde. Warum dies geschieht und daß dies eigentlich der primäre Vorgang ist, haben wir oben schon eingehender erörtert. Man stellt sich gern die Luftbewegung über einem erwärmten Kontinent unter dem Bilde eines großartigen aufsteigenden Luftstromes (Courant ascendant) vor. Diese Vorstellung muß aber dahin berichtigt werden, daß ein „Wind in die Höhe“, wie wir ihn im Gebirge thatsächlich kennen lernen werden, also ein wahrer Courant ascendant, über großen erwärmten Landflächen nicht existiert und auch physikalisch nicht existieren kann. Die Erwärmung dehnt die Luft über dem Lande allmählich in ihrer ganzen Mächtigkeit aus und hebt die oberen Luftschichten über das Niveau des Gleichgewichts, weshalb sie in der Höhe nach außen abfließen. Aber da die Erwärmung fortdauert, treten neue Luftmassen von unten, durch thermische Ausdehnung gehoben, an ihre Stelle, und so dauert der Vorgang fort. Das einzelne Luftteilchen, das zu Anfang am Boden war, braucht wahrscheinlich geraume Zeit, bis es in die höheren Schichten kommt, wo das Abfließen stattfindet; es steigt nicht direkt vom Boden zu dieser Höhe auf, sondern wird im

Spiel aufsteigender und absteigender Luftbewegungen nur allmählich mit Rückfällen diese Höhe erreichen [1]).

Fig. 7.



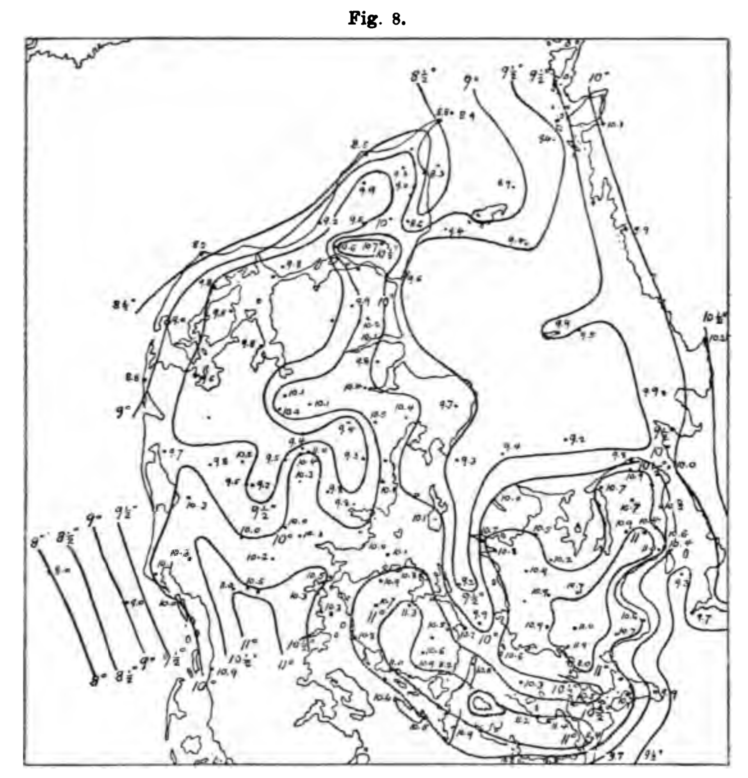
Isothermen des Dezember 1892 über Dänemark.

Das entgegengesetzte System der Luftströmungen tritt über den Kontinenten der mittleren und höheren

[1]) Daß ersteres nicht der Fall ist, dafür spricht zunächst die langsame Wärmeabnahme mit der Höhe bei heiterem Sommerwetter, dann das Fehlen einer konstanten Wolkendecke des Nachmittags. Die Luft ist selbst in den Wüsten nicht trocken genug, um 3—4000 m aufsteigen zu können, ohne durch Abkühlung einen Wolkenschirm zu erzeugen. Die Wärmeabnahme mit der Höhe aber müßte bei direktem Aufsteigen der Luft 1° C. für 100 m erreichen, während sie circa nur halb so groß ist.

Breiten ein im Winter, wo dann das Meer wärmer ist als das Land. Den Einfluß des Landes auf den Verlauf der Isothermen im Winter bringt die Figur 7 auf S. 167 sehr schön zur Darstellung. Sie zeigt die Wärmever-

Fig. 8.



Isothermen des Mai 1892 über Dänemark.

teilung über Dänemark im Mittel des Monats Dezember 1892. Das Bild, das der durchschnittliche Verlauf der Isothermen über den großen Kontinenten der höheren Breiten darbietet, sehen wir hier im kleinen wiederholt über Jütland, Fünen und Seeland; jede Insel und Halb-

insel hat ihr Kältezentrum, überall nimmt die Temperatur gegen die Küsten zu.

Der Temperaturunterschied zwischen dem Innern von Jütland und den vorliegenden Inseln in der Nordsee erreicht im Monatsmittel 5—6°, gegen die Inseln im Kattegat über 3°; im Innern des Landes erreichten die Temperaturminima —12° bis —16°, auf den Inseln in der Nordsee überschreiten sie nicht —4,8°. Und dies ist nicht ein Ausnahmsfall, sondern eigentlich die Regel in jedem Herbst und Winter. Die Isothermen der britischen Inseln im Dezember 1879 und Januar 1881 bieten desgleichen besonders schöne Beispiele für die Erkaltung des Landes im Winter gegenüber dem umgebenden Meere [1]).

In einem lehrreichen Gegensatz dazu steht der Verlauf der Isothermen des Mai 1892 über Dänemark. Zu dieser Jahreszeit ist das Meer noch kühl, das Land aber erwärmt sich rasch. Deshalb sehen wir jetzt das Innere des Landes am wärmsten und die Temperatur gegen die Küsten hin abnehmend. Im Innern von Jütland treffen wir jetzt eine mittlere Temperatur von 10—11° C. an, auf Inseln nur 8—9°, die Nordsee ist noch kühler als der landumschlossene Kattegat, wo auch die Inseln schon 9° Mittelwärme haben, während im Innern von Seeland dieselbe schon auf 11° gestiegen ist.

Im Winter, wenn das Land zu kalt ist, *fließt in der Höhe* die Luft von den Ozeanen gegen die Kontinente hin ab, über den ersteren entsteht deshalb ein barometrisches Minimum und in weiterer Folge eine cyklonische Bewegung der umgebenden Luftmassen. Ueber dem Kontinent steigt dagegen der Luftdruck infolge des Luftzuflusses in der Höhe, es bildet sich über demselben ein Luftdruckmaximum und die Luft fließt infolgedessen nun *unten* vom Festland gegen die Meere hin ab, in die cyklonische Bewegung über denselben eintretend.

Wir wollen diesen Fall nun näher betrachten, können uns aber dabei auf die nördliche Hemisphäre beschränken,

---

[1]) Quarterly Journal Met. Soc. 6. u. 7. Bd.

da der südlichen Hemisphäre ohnehin unter höheren Breiten ein Kontinent fehlt.

Indem die Luft aus einem Barometermaximum der nördlichen Hemisphäre abfließt und die Erdrotation diese allseitig abströmenden Luftmassen nach rechts ablenkt, werden an der Ostseite eines Kontinents NW-Winde, an der Südseite NE-, an der Westseite SE- und an der Nordseite SW-Winde entstehen. Der Sinn der Drehung der Luftbewegung um das Barometermaximum ist daher von links nach rechts (mit dem Uhrzeiger), also entgegengesetzt der Drehung um ein Luftdruckminimum. Deshalb hat man das System von Luftströmungen um ein Barometermaximum eine Anticyklone genannt.

Das Luftdruckmaximum liegt im Winter in der Gegend des Baikalsees. Die Ostküste von Asien hat vorherrschend NW-Winde, die dem Barometerminimum über dem nördlichen Pacific zuströmen, d. h. der linken Seite einer Cyklone angehören. Südasien hat N- und NE-Winde, Turkestan und das südliche Sibirien Ostwinde, Nordasien hat SW-Winde. Europa, mit Ausnahme von Südeuropa, gehört hingegen dem Gebiet der großen cyklonalen Luftbewegung über dem Nordatlantischen Ozean an und hat deshalb W- und SW-Winde. Die normale Entwickelung der anticyklonalen Luftbewegung auf dem Kontinente von Asien-Europa wird durch die unsymmetrische Verteilung des Luftdruckes, namentlich durch die weit in das europäische Eismeer hinein verlaufende Zunge des atlantischen Barometerminimums gestört. Die große Wichtigkeit dieser Störung für das Klima Nordeuropas werden wir später noch ausführlicher erörtern.

Wie Asien, so hat auch Nordamerika im Winter an seiner Ostküste vorherrschende NW-Winde, die der Rückseite des atlantischen Barometerminimums angehören. An der Westküste ist eine regelmäßige Entwickelung der Luftströmungen durch die längs der Küste verlaufenden mächtigen Gebirgsketten ausgeschlossen.

Man muß ferner die große Zunahme der Luftdruckdifferenz zwischen Kontinent und Meer (in mittleren und höheren Breiten) beim Uebergang vom Sommer zum Winter

beachten, wie sie ein Vergleich der Isobaren des Juli mit denen des Januar ergibt. Im Sommer ist die Druckdifferenz zwischen dem Barometerminimum Innerasiens und dem Barometermaximum des Atlantischen und Pacifischen Ozeans circa 15 mm; im Winter dagegen beträgt diese Differenz (im entgegengesetzten Sinne) gegen den Nordatlantischen Ozean mindestens 30 mm, gegen den Nordpacifischen 25 mm, sie hat sich also durchschnittlich verdoppelt. Diese Erscheinung ist nach dem, was wir früher über den Einfluß des Landes auf die Lufttemperatur bemerkt haben, leicht erklärlich. Im Sommer nimmt die Temperatur in viel geringerem Maße vom Meer gegen den Kontinent hinein zu, als sie im Winter in dieser Richtung hin abnimmt. Wir haben früher den Temperaturunterschied unter dem 53. Grad nördlicher Breite zwischen der Westküste Europas und Westsibiriens im Sommer zu 6,7°, im Winter zu 23,7° gefunden. Der Kontinent erkaltet viel stärker im Winter, als er sich im Sommer erwärmt. Die Luftzirkulation zwischen Meer und Kontinent ist daher viel energischer und mächtiger im Winter als im Sommer. Mit anderen Worten: Das Gefälle der Flächen gleichen Druckes in den höheren Schichten der Atmosphäre vom Ozean gegen einen großen Kontinent ist im Winter viel steiler, als das umgekehrte Gefälle vom Kontinent gegen das Meer im Sommer.

Daraus resultiert eine bedeutende Anhäufung von Luft über den Kontinenten im Winter und die Entwickelung starker Luftdruckmaxima über denselben, und ebenso die Entstehung tiefer Barometerminima über den relativ wärmsten Teilen der nördlichen Ozeane. Damit hängt, nebenbei bemerkt, auch zusammen die viel stürmischere Luftbewegung, sowie die stärkeren Temperaturschwankungen des Winters gegenüber jenen des Sommers. In dieser letzteren Jahreszeit ist die Temperaturverteilung über der ganzen Hemisphäre eine viel gleichmäßigere und damit auch die Verteilung des Luftdruckes.

Klimatische Unterschiede der West- und Ostküsten der Kontinente in höheren Breiten. In dem, was wir eben über die vorherrschenden Winde an den Westseiten und

Ostseiten der Kontinente der nördlichen Hemisphäre gesagt und begründet haben, liegt die Erklärung des durchgreifenden klimatischen Unterschiedes zwischen den Westküsten und Ostküsten in mittleren und höheren Breiten. An den Ostküsten herrschen im Winter trockene, kalte Landwinde, die aus den kältesten Teilen des Kontinents herkommen, das Kontinentalklima erstreckt sich daher zu dieser Jahreszeit bis an die Küste selbst, und sogar noch auf die derselben benachbarten Inseln hinaus, wie z. B. in Ostasien bis über die japanischen Inseln.

Im Sommer hingegen herrschen umgekehrt feuchte Seewinde aus südöstlicher Richtung. Die Küstenstriche der höheren Breiten nördlich von 45° circa bekommen jetzt ein nasses, trübes Seeklima, sie erleiden demnach Sommer wie Winter einen abkühlenden Einfluß und die Mitteltemperatur muß deshalb viel niedriger sein, als an den Westküsten, wo eine Tendenz zu Seewinden weniger vorwaltet.

Die folgenden Zahlen geben eine präzisere Darstellung der oben mit Worten skizzierten Verhältnisse. Die ersten drei Kolumnen geben die Häufigkeit der Winde in Prozenten, die zweiten deren Einfluß auf die mittlere Temperatur, d. h. die Abweichungen vom Mittelwert [1]).

I. Winter.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
				Häufigkeit.				
Westeuropa	6	8	9	11	13	**25**	17	**11**
Ostasien. .	17	8	5	6	6	8	18	**32**
Oestl. Union	11	15	6	6	7	18	14	**23**
				Temperaturabweichung.				
Westeuropa	—3,0	—3,9*	—3,2	—1,3	1,3	**3,1**	2,4	—0,4
Ostasien. .	—0,6	0,3	1,3	2,8	**3,5**	2,1	—0,3	—1,2*
Oestl. Union	—2,4	0,6	3,6	5,3	**5,8**	4,2	0,6	—2,5*

[1]) Ueber die Art der Ableitung dieser Mittelwerte siehe meine Abhandlung: Untersuchungen über die Winde der nördlichen Hemisphäre. I. und II. Sitzungsber. d. Wien. Akad. LX. Bd. 1869 u. LXIV. Bd. 1871. Für Ostasien und Amerika sind die Winde hier neu berechnet.

II. Sommer.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
			Häufigkeit.					
Westeuropa	9	8	7	7	10	**22**	20	17
Ostasien. .	10	9	12	**26**	16	10	7	10
Oestl. Union	8	12	6	11	13	**28**	9	13
			Temperatur.					
Westeuropa	—0,1	0,9	1,7	**2,2**	1,7	0,2	—1,0	—1,0*
Oestl. Union	—1,8	—1,9*	—1,6	—0,4	1,0	**1,2**	0,1	—1,2

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, daß in Europa im Winter der wärmste Wind (SW) vorherrscht, in Ostasien und in den östlichen Vereinigten Staaten der kälteste (NW); in Ostasien namentlich herrschen im Winter die kontinentalen N-, NW- und W-Winde mit einer passatartigen Beständigkeit. Im Sommer dreht sich die Windrichtung in Westeuropa von SW mehr gegen W und NW, die Aenderung ist also nicht durchgreifend; in Ostasien jedoch springt der herrschende Wind geradezu in die entgegengesetzte Richtung um, von NW nach SE; geringer, wenn auch in einem ähnlichen Sinne, ist die Aenderung in den östlichen Uferstaaten der Union. Folgende Zahlen bringen diesen Windwechsel zum Ausdruck; sie sind erhalten worden, indem die Häufigkeit im Winter von der im Sommer subtrahiert wurde. Zum Vergleich wurden auch die für Rußland und Westsibirien geltenden Zahlen mit aufgenommen.

(I)	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Summe
	Aenderung der Häufigkeit. Sommer—Winter.								
Westeuropa	3	0	—2	—4	—3	—3	3	6	24
Rußland. .	5	1	—1	—6	—4	—3	2	6	28
Westsibirien	6	4	—3	—4	—4	—6	2	6	35
(II)									
Ostasien. .	—7	1	7	20	10	2	—11	—22	80
Oestl. Union	—3	—3	0	5	6	10	— 5	—10	42

Im Sommer dreht sich der Wind der See zu nach NW an der Westseite, nach SE an der Ostseite des Festlandes; der Einfluß dieser Winde ist überall ein abkühlender, da im Sommer die vom Lande her wehenden Winde die wärmsten sind.

Die Figuren 9 auf Seite 175 veranschaulichen den

Unterschied in den vorherrschenden Winden an den West- und Ostküsten, sowie deren Temperatureffekt. Die Länge der Radien vom Mittelpunkt des Kreises ist proportional der Häufigkeit der Winde, die schattierte Fläche jener Figur, welche die Windhäufigkeit darstellt, entspricht dem Teil der Windrose, welchem die abkühlenden Windrichtungen angehören. Der Inhalt dieser Fläche ist also proportional dem abkühlenden Einfluß der Winde, und man sieht deutlich, um wie viel größer dieser Einfluß im Winter an den Ostküsten ist gegenüber jenem an den Westküsten.

Im Winter kommen die abkühlenden Winde von der Landseite (Westküste aus NE, Ostküste aus NW), im Sommer von der Seeseite. Die Seeseite ist überall auch die Regenseite der Windrose.

Die Aenderungen in der Richtung des kältesten und wärmsten Windes (welche allerdings im allgemeinen durch den Verlauf der Isothermen gegeben sind)[1]), sowie ihres Temperaturunterschiedes beim Uebergang von der Westseite zur Ostseite des großen europäisch-asiatischen Kontinents ersieht man sehr deutlich aus den folgenden kleinen Tabellen:

I. Winter.

Richtung des	NW-Europa	Deutschland	Mittelrußland	Westsibirien	Ostasien	Oest. Union
kältesten	N 62° E	N 46° E	N 26° E	N	W 44° N	W 65° N
wärmsten Windes	S 44° W	S 55° W	S 21° W	S 15° W	E 84° S	E 81° S
Temp.-Diff.	5,6°	7,1°	10,6°	11,1°	4,7°	8,7°

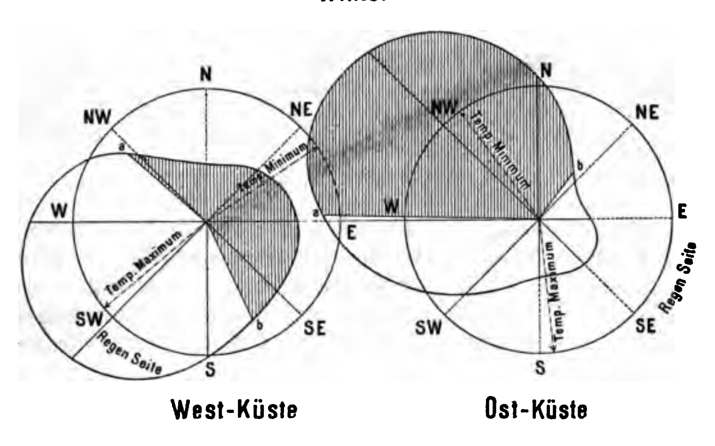
Die Richtung des kältesten Windes dreht sich von ENE über N nach NW, die des wärmsten Windes nur von SW nach S. Die Temperaturdifferenz und damit der Temperaturwechsel beim Umspringen des Windes sind am größten im Innern des Kontinents. Die hohe Temperatur der SE- und S-Winde im Osten der Ver-

1) Woeikof hat darauf aufmerksam gemacht, daß die Richtung des kältesten Windes in den von mir berechneten Windrosen nicht senkrecht steht auf der Richtung der Isothermen, sondern links von den Normalen auf die Isothermen liegt, der Winkel beträgt 22—45°.

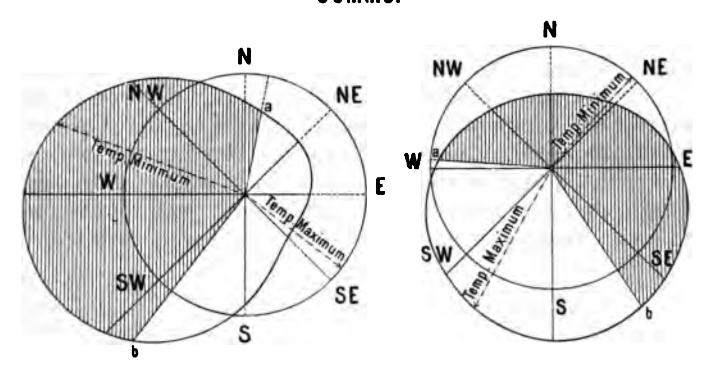
einigten Staaten wird erklärt durch deren Herkunft vom warmen Golfstrome. Da im Januar die Wärmeabnahme

Fig. 9.

Winter



Sommer



zwischen 20° und 60° nördlicher Breite an den Westküsten 0,5° C. beträgt, an den Ostküsten aber 1,3°, also

fast dreimal rascher erfolgt, so müssen im allgemeinen die Ostküsten größeren Temperaturwechseln im Winter unterliegen als die Westküsten. Daß dies in Ostasien weniger hervortritt, liegt in der Beständigkeit seiner Windverhältnisse.

II. Sommer.

Richtung des	NW-Europa	Deutschland	Mittelrußland	Westsibirien	Oestl. Union
kältesten	W 20° N	W 22° N	W 53° N	W 77° N	N 43° E
wärmsten Windes	E 32° S	E 45° S	E 39° S	E 76° S	S 29° W
Temp.-Diff.	3,7°	3,4°	3,4°	4,5°	3,3°

Die Richtung des kältesten Windes dreht sich von WNW über N nach NE, die des wärmsten Windes wird im Innern des Landes südlicher und an der Ostküste zu SSW. Die Temperaturdifferenz der Winde ist im Sommer geringer und damit auch deren Einfluß auf den Wärmewechsel.

Den systematischen Temperaturunterschied zwischen den Ostküsten und Westküsten scheint zuerst Georg Forster (1794) erkannt zu haben, indem er der zu seiner Zeit herrschenden Ansicht, daß Amerika überhaupt kälter sei als der östliche Kontinent, entgegentrat und auf das milde Klima der amerikanischen Westküste gegenüber dem von Ostasien aufmerksam machte. Humboldt hat dann den Temperaturunterschied zwischen der Ostküste von Nordamerika und der Westküste von Europa genauer ermittelt. (Zentralasien, II. Bd.) Wir wollen hier seine Vergleichungen anführen mit Hilfe der jetzt besser bekannten Temperaturmittel und selbe etwas erweitern.

Ort	Breite	Jahr	kältester Monat	wärmster Monat	Untersch. d.Jahresmittel
Nain (Labrador) . .	57,2°	—3,8	—19,9	10,6	
Aberdeen (Schottl.) .	57,2	8,2	2,9	14,3	12,0
S. Johns (Neufundl.).	47,6	4,5	— 5,3	15,3	
Brest (Frankreich) .	48,4	12,0	6,6	18,2	7,5
Halifax	44,7	6,3	— 5,2	18,0	
Bordeaux	44,8	12,8	5,8	20,6	6,5

Ort	Breite	Jahr	kältester Monat	wärmster Monat	Untersch. d. Jahresmittel
New York	40,8	10,6	— 1,7	24,2	
Neapel.	40,8	16,5	9,0	25,1	5,9
Norfolk (Virginia). .	36,8	15,1	4,6	25,9	
S. Fernando (Span.) .	36,5	17,5	11,5	24,5	2,4

Der Temperaturunterschied zwischen den gegenüberliegenden Küsten des Atlantischen Ozeans nimmt mit der Breite ab, und in circa 30° nördlicher Breite haben die amerikanischen Südstaaten mit Nordafrika nahe gleiche Mitteltemperaturen. Man wird bemerken, daß wenigstens bis zum 40. Breitegrad herab auch die Sommertemperatur der amerikanischen Küste niedriger ist als die Europas unter gleicher Breite. In höheren Breiten hat demnach das Küstenklima Nordamerikas im Winter ein kontinentales Klima, im Sommer ein gemäßigtes Seeklima, in beiden Jahreszeiten daher eine negative Temperaturanomalie, wodurch die niedrige Jahrestemperatur erklärlich wird.

Ein ähnlicher Gegensatz der mittleren Jahrestemperaturen besteht auch zwischen den beiden entgegengesetzten Küsten des Nordpacifischen Ozeans; die Wintertemperatur ist an der Ostküste Asiens infolge der fast konstant wehenden Landwinde (NW) noch stärker erniedrigt als in Nordamerika, die Sommertemperatur dagegen höher, während sie umgekehrt an der Nordwestküste Amerikas viel niedriger ist als an den europäischen Küsten. Folgende Daten mögen eine präzisere Vorstellung von diesen Temperaturverhältnissen geben.

Ort	Breite	Jahr	kältester Monat	wärmster Monat	Untersch. d. Jahrestemp.
Ajan	56,5°	—3,9	—20,4	12,4	
Sitka	57,1	5,7	— 1,0	12,6	9,6
Nikolajewsk a. A. .	53,2	— 2,5	—22,9	16,4	
Ft. Tongaß (S. Alaska)	54,8	8,1	1,1	15,1	10,6
Wladiwostok . . .	43,2	4,6	—15,0	20,8	
Ft. Umpqua (Oregon)	43,7	11,4	6,8	15,5	6,8
Peking.	39,9	11,8	— 4,6	26,2	
Marysville (Kalif.) .	39,2	16,4	7,4	25,3	4,6

Ort	Breite	Jahr	kältester Monat	wärmster Monat	Untersch. d. Jahrestemp.
Shanghai	31,2	15,7	3,2	28,2	
San Diego (Kalif.) .	32,7	16,7	11,9	22,2	1,0

Zwischen 60° und 40° Breite beträgt der Unterschied der Wintertemperaturen hier mehr als 20°, und noch unter dem 32. Breitegrad fast 9° C.

Gemeinsam ist den Ostküsten der großen Kontinente der nördlichen Halbkugel eine extreme Schwankung der Temperatur vom Winter zum Sommer, sie gehören demnach den excessiven Klimagebieten an, besonders die Ostküste von Asien, während die Westküsten ein limitiertes ozeanisches Klima haben mit geringer Jahresschwankung der Temperatur.

Das Klima der Ostküsten trägt im Winter während des Vorherrschens der Landwinde auch in Bezug auf die wichtigsten anderen klimatischen Elemente den Charakter eines Kontinentalklimas: geringe relative Feuchtigkeit, geringe Bewölkung und Mangel an Niederschlägen. Letzterer ist aber nur an der Ostküste Asiens entschieden vorhanden. Auch die vorwiegenden Sommerregen, welche in Ostasien bis zu höheren Breiten hinauf zu einer eigentlichen Regenzeit abgegrenzt sind, sind ein Charakterzug der Ostküsten und zugleich der Kontinentalflächen überhaupt. Die Westküsten haben infolge der das ganze Jahr hindurch vorherrschenden Seewinde hohe Feuchtigkeit und Bewölkung und gleichmäßiger über das ganze Jahr verteilte Niederschläge.

Im kleineren Maßstabe wiederholen sich die klimatischen Unterschiede, welche wir zwischen den West- und Ostküsten der Kontinente nördlich von circa 30 Grad nördlicher Breite nachgewiesen haben, selbst an den West- und Ostküsten von Halbinseln und größeren Inseln in der Nähe der Kontinente, oder an den Ost- und Westufern der Binnenmeere in den mittleren und höheren Breiten. Ueberall besteht hier im Winter eine Tendenz zur Bildung eines Barometerminimums über den eingeschlossenen Meeresteilen und zum Auftreten von südlichen

und westlichen Seewinden an der Ostseite, zu nördlichen Landwinden an der Westseite der großen Wasserbecken, welche die schon im großen geschilderten Effekte auf das Klima hier in geringem Maße gleichfalls hervortreten lassen. Dieser Einfluß macht sich besonders geltend zu Zeiten, wo infolge einer besonderen Luftdruckverteilung die allgemeinen großen Strömungen der Atmosphäre den betreffenden Teil der Erdoberfläche nicht mehr beherrschen und die lokalen Verhältnisse ein selbständiges Regime der Luftströmungen erzeugen können, wie Hoffmeyer an einigen lehrreichen Beispielen nachgewiesen hat [1]).

Im Sommer ist der Einfluß der Wasserbecken geringer und äußert sich im entgegengesetzten Sinne. Die Nähe einer großen Wasserfläche wirkt jetzt abkühlend.

Im Frühling haben große Wasserflächen einen temperaturerniedrigenden Einfluß (s. Fig. 8), besonders wenn sie in höheren Breiten im Winter mit Eis sich bedecken, dann wird die Wärmezunahme im Frühling lange verzögert; im Herbst dagegen wirken sie umgekehrt durch ihre langsamere Abkühlung temperaturerhöhend.

Auf die Luftfeuchtigkeit hat die Nähe kalter Wasserflächen im Frühling einen bemerkenswerten Einfluß. Sie wirkt austrocknend auf die Luft und begünstigt dadurch das Eintreten von Spätfrösten. Im Herbst verhält es sich umgekehrt.

Hier mag ein interessantes Beispiel Platz finden für die Erwärmung kalter Luftströmungen im Winter über offenem Wasser, welches Köppen gegeben hat auf Grund der täglichen Wetterkarten des Januar 1894. Nach Schneefall hatte sich strenge Kälte eingestellt, auch im Innern von England und Irland. Die vom Kontinent herüberwehenden scharfen kalten Ostwinde zeigten an der englischen Küste eine erheblich höhere Temperatur, nachdem sie die breite Nordsee passiert hatten. Helder an der Küste von Holland und Yarmouth an der englischen Ostküste liegen sich gegenüber:

---

[1]) Zeitschr. f. Meteorol. Bd. XIV, p. 73.

Jan. 1894.	3.		4.		5.		6.		7.	
Helder. .	E_5	—3	E_8	—7	E_6	—13	E_2	—8	SSW_1	—3°
Yarmouth	E_6	—1	E_9	—3	ESE_7	—6	E_5	0	ESE_4	0°

Die Temperatur der Ostwinde in Helder war im Mittel —7°, in Yarmouth, nachdem sie die Nordsee passiert, nur —2°. Noch mehr erwärmt wurden sie weiter im Norden unter 55° Breite, wo die Nordsee am breitesten, in Shield war die Temperatur derselben + 1,3°. Am 6. und 7. kam der Wind aus dem Innern des Landes, die Temperatur war nun —10° bei SW; zu Liverpool an Westküste von England waren die Ostwinde wieder kalt, im Mittel vom 3. bis 7. Jan. —4°, am 6. hatte der ESE —9°, während an der Ostküste der Ostwind bloß 0° hatte. Im Innern von Irland sank die Temperatur bei Windstille und heiterem Himmel auf —14° (Parsonston). Die aus dem Innern kommenden Winde brachten der Westküste Frost, so daß selbst in Valentia am 6. die Temperatur auf —6° sank. (Alle Temperaturen gelten für 8^h morgens.) (Das Wetter 1894, S. 29.)

Jeder See oder selbst jeder große Fluß wirkt, wenn auch in sehr geringem, zumeist gar nicht direkt aus den meteorologischen Aufzeichnungen nachweisbarem Grade in der oben erörterten Weise auf die Wärmeverhältnisse seiner Umgebung.

Die größere Luftfeuchtigkeit in der Nähe von Wasseransammlungen bedingt reichlicheren Tau im Sommerhalbjahr, häufigere Nebelbildung besonders im Frühling und Herbst, wo die Wasserfläche mit ihren Wärmeänderungen hinter jenen des Ufers zurückbleibt, und deshalb häufige Mischungen von wärmeren und kühleren Luftmassen eintreten.

Einen spezielleren Nachweis für den Einfluß großer Seen (speziell des Michigansees) auf die Temperatur ihrer Nachbarschaft findet man in dem Abschnitt über das Klima von Nordamerika.

Der Einfluß der Meeresströmungen auf das Klima. Der Temperaturunterschied der Westküsten und der Ostküsten der Kontinente wird nicht allein durch die vorherrschenden Winde bestimmt, auch die Meeresströmungen

spielen dabei eine bedeutende Rolle, und zwar namentlich in den niedrigeren Breiten, wo sich die Wärmeunterschiede der West- und Ostküsten unter ihrem Einfluß geradezu umkehren.

Es kann jetzt kaum mehr ein Zweifel darüber bestehen, daß die großen Meeresströmungen ihre Entstehung den vorherrschenden Winden verdanken, und daß daher auch im großen Ganzen die Richtung der Meeresströmungen mit der Richtung der über den betreffenden Teilen der Ozeane vorherrschenden Winde übereinstimmt[1]). Man muß daher die Meeresströmungen selbst als ein meteorologisches Phänomen ansprechen.

Wir geben im nachfolgenden ein schematisches Bild der Oberflächenströmungen der ozeanischen Becken zu beiden Seiten des Aequators (nach Wilds Thalassa) und ersuchen, dasselbe mit den Karten der Luftdruckverteilung und der Winde zu vergleichen[2]). Man wird finden, daß die Strömungen der Luft wie die der Ozeane um die Zentren der Luftdruckverteilung über den Ozeanen zirkulieren. Um das Barometerminimum der höheren Breiten kreisen Wind- und Meeresströme von rechts nach links (kalte polare Strömungen auf der linken, warme äquatoriale auf der rechten Seite des Luftdruckminimums), um das Barometermaximum in der Gegend des 30. Breitegrades von links nach rechts (kühle Strömungen auf der rechten, warme auf der linken Seite des Luftdruckmaximums), dies gilt für die nördliche Hemisphäre, auf der südlichen ist nur rechts mit links zu vertauschen, der Effekt ist aber der gleiche, indem überall in niedrigen Breiten die Westküsten abgekühlt, die Ostküsten erwärmt werden, während in den höheren Breiten das Gegenteil stattfindet.

Die Meeresströmungen folgen also den vorherrschenden Winden, nur die warmen Strömungen (Golfstrom und Japanischer Strom, Kuro Siwo) an den Ostküsten der Kontinente bilden eine Ausnahme insofern, als im Winter die kalten kontinentalen NW-Winde fast rechtwinkelig

---

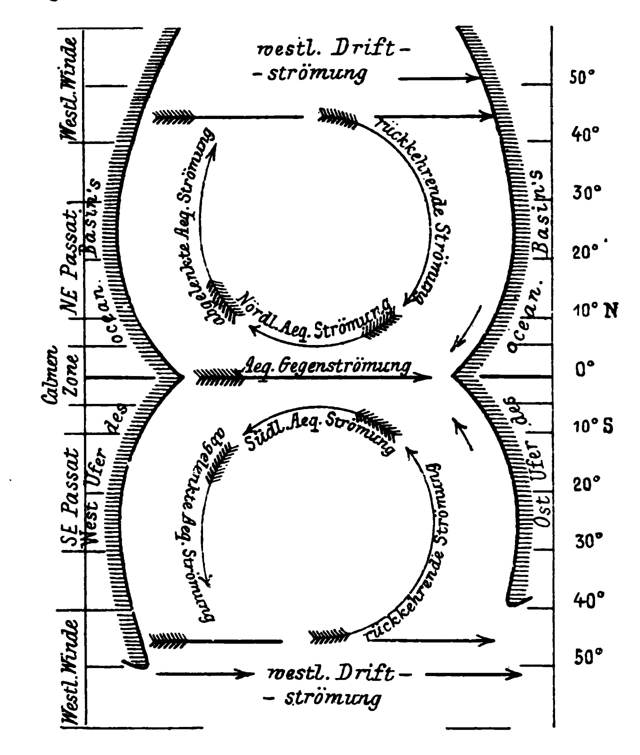
1) Siehe Hann, Allgem. Erdkunde. 5. Aufl., p. 274.

2) Hann, Atlas der Meteorologie, Debes, Neuer Handatlas Nr. 4 u. 5 oder Allg. Erdkunde. V. Aufl.

vom Lande her auf die Meeresströmung hinauswehen, ohne dieselben wesentlich von ihrem Kurs abzulenken. Es mag in Betreff dieser Anomalie hier nur kurz bemerkt werden, daß die warmen äquatorialen Strömungen an

Fig. 10.

Diagramm der Zirkulation an der Oberfläche der Ozeane.



den Ostküsten nicht Winddriften sind, sondern wahre Meeresflüsse, welche in der Winddrift der Passate, der Aequatorialströmung, ihren Ursprung haben und von derselben ihr Bewegungsmoment herleiten. Wenn man bedenkt, daß die Aequatorialströmung etwa 20 Breitegrade auf beiden Seiten des Aequators einnimmt, somit

ein Drittel der Erdoberfläche, und sicherlich in der nördlichen Erdhälfte mehr als die Hälfte der Oberfläche der Ozeane umfaßt, so wird man nicht staunen, daß diese gewaltige, in Bewegung gesetzte Wassermasse, an den Ostküsten der Kontinente sich stauend, nicht sogleich ihr Bewegungsmoment verliert, sondern, auf beiden Seiten in höhere Breiten ausweichend, längere Zeit noch lebendige Kraft genug behält, örtlich selbst gegen den Oberflächenwind fortzulaufen. Nachdem jedoch diese Zweige der Aequatorialströmung in der Breite von circa 40° N und S ihre warmen Wassermassen in die oberen Teile der ozeanischen Becken ergossen haben, wird das warme Wasser von den daselbst vorherrschenden Westwinden erfaßt und in noch höhere Breiten hinaufgetrieben und dabei an die Westküsten der Kontinente hingedrängt, während nur an den Ostküsten Raum bleibt für die kalten, aus dem Eismeer rückkehrenden Oberflächenströmungen. In den südlichen Ozeanen, wo schon jenseits des 40. Breitegrades die Kontinente fehlen, haben die kalten polaren, eisführenden Strömungen freien Bewegungsraum.

Wir haben demnach:

1. In den beiden ozeanischen Becken vom Aequator bis zum 40. Breitegrad beiderseits: auf der Aequatorseite die Aequatorialströmung; auf der Ostseite der Kontinente die warmen Zweige der abgelenkten Aequatorialströmung, die in höhere Breiten hinaufläuft, dort unter circa 40° nach rechts auf der nördlichen, nach links auf der südlichen Hemisphäre umbiegt und polwärts von den Kalmen der Roßbreiten nach Osten fließt, dabei allmählich ihr Bewegungsmoment verliert und sich abkühlt. Hier aber wird das Wasser von den auf der Ostseite des Barometermaximums herrschenden Winden erfaßt und wieder äquatorwärts getrieben nach SE und S (auf der südlichen Hemisphäre nach NE und N); die Strömung biegt um und mündet wieder in die Aequatorialströmung, derart den kleineren Kreislauf schließend. Diese rückkehrende Strömung an den subtropischen und tropischen Westküsten der Kontinente ist

eine kühle Strömung, da schon abgekühltes Wasser in niedrigere Breiten fließt.

Der Einfluß, den dieser kleinere, tropische und subtropische Kreislauf, der im Atlantic und Pacific auf beiden Seiten des Aequators entwickelt ist, zunächst auf die Temperatur ausübt, läßt sich kurz so charakterisieren: Höhere Temperatur der Ostküsten in tropischen und subtropischen Breiten gegenüber den Westküsten, gegen den Aequator hin anfangs wachsende negative Temperaturanomalie der Westküsten, welche unter dem Einflusse der kühlen, von höheren Breiten kommenden rücklaufenden Strömung stehen. Als Beispiel und zur Begründung des Gesagten mag hier nur kurz darauf hingedeutet werden, daß am Atlantischen Ozean die nordafrikanische Westküste (die Küste von Marokko), in besonders hohem Grade aber die südafrikanische Westküste abnorm kühl sind, am Pacifischen Ozean gleicherweise die kalifornische Küste, und in sehr hohem Grade die nordchilenische und peruanische Küste[1]). Nur die eigentliche Aequatorialregion, welche man gewöhnlich als die Zone der Kalmen anspricht, nimmt an dieser Abkühlung nicht mehr teil, es herrscht überdies hier die rücklaufende Aequatorialströmung, welche warmes Wasser führt. Die Ostküsten sind relativ warm, so die nordbrasilianische und die Guianaküste, die westindischen Inseln und die Inselwelt im Osten von Asien. Die Meerestemperatur ist in den östlichen Teilen der tropischen Meere niedrig, weil hier die kühlen Strömungen in den Aequatorialstrom einmünden, in den westlichen höher, weil das Wasser, unter der Wirkung der tropischen Sonne fortfließend, sich schon erwärmt hat. Schematisch werden die Isothermen der Oberflächentemperatur der Ozeane durch nachstehende (Wilds Thalassa entlehnte) Figur 11 dargestellt.

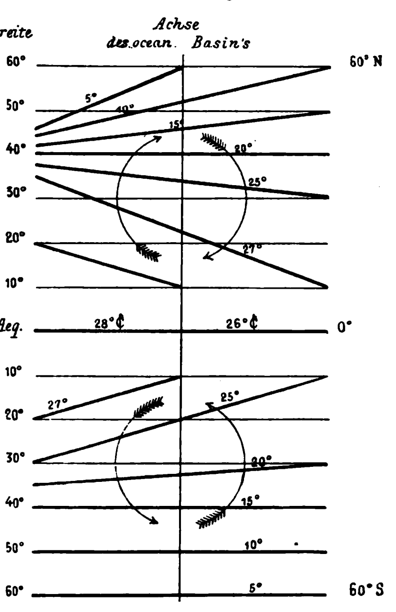
Kaltes Küstenwasser als klimatischer Faktor. Bei der Erklärung der niedrigen Temperatur an der Westküste

[1]) Die Gestalt der Küste fördert oder vermindert die Abkühlung, wo die Küste nach dem Aequator hin vorspringt, wie dies in Südafrika und Südamerika der Fall ist, legt sich die kühle Strömung hart an die Küste an, umgekehrt verhält es sich mit der mexikanischen und mittelamerikanischen Küste.

von Südamerika und Südafrika, sowie der Nordwestküste von Nordafrika (marokkanische Küste) etc. hatte man früher einen Umstand übersehen, den erst die neueren ozeanographischen Untersuchungen aufgedeckt haben und der diese Erscheinung jetzt in ein klareres Licht stellt [1].

Fig. 11.

Diagramm der oceanischen Isothermen.



Wenn man das kalte Wasser an der Küste von Nordchile und von Peru und die damit verbundene Abkühlung der Luft ganz der kühleren Strömung von Süden herauf zuschreiben will, so steht dem die bemerkenswerte Thatsache entgegen, daß die gleichzeitige Wassertemperatur bei Callao unter 12° südlicher Breite nicht höher ist als die bei Valparaiso unter 33°. Da die Strömung nur 15 Seemeilen pro Tag macht, also circa 4 Monate braucht, um von Valparaiso nach Callao zu gelangen, so hätte dieselbe wohl Zeit, sich unterwegs erheblich zu erwärmen. Kapitän Dinklage fand bei Callao das kälteste Wasser dicht unter Land, wo keine Strömung zu verspüren war. Die Temperaturzunahme von der Küste nach Westen hin wurde von Kapitän Hoffmann folgendermaßen gefunden:

Ort	Küste	Großer Ozean		Seemeilen	
	Callao	30	80	110	135 westlich
Wassertemperatur .	18,2	20,6	23,8	26,2	27,0°

[1]) Nach Krümmel, Kapt. Hoffmann, Buchanan.

Dinklage kam dabei auf den Gedanken, daß diese niedrige Temperatur von einem Aufsteigen des Wassers aus der Tiefe längs der Küste herrühren mag. Indem der Passat draußen auf dem Ozean das Wasser vor sich hertreibt und die Aequatorialströmung erzeugt, muß in Lee der Küste zum Ersatz ein Aufsteigen des Wassers stattfinden, und dieses bringt die niedrige und auf weite Strecken hin konstante Temperatur der Tiefe mit sich. Wo diese gleichsam saugende Wirkung der Passatdrift am stärksten ist, wird man die niedrigste Wassertemperatur an der Küste antreffen. Es ist demnach nicht erstaunlich, auch noch ganz nahe am Aequator sehr niedrige Temperaturen vorzufinden. Außerdem kann auch ein rasches Abschwenken einer Strömung von der Küste ein Aufquellen des kalten Unterwassers an derselben verursachen. J. Murray hat durch eine Reihe interessanter Beobachtungen an schottischen Seen diese Wirkung der Winddrift und des Windstaues auf das Aufsteigen des kalten Unterwassers in Lee des Windes und auf die Ansammlung des warmen Oberflächenwassers an den Luvküsten konstatiert [1]).

Derselbe Vorgang muß überhaupt an den ozeanischen Küsten innerhalb des Gebietes der konstanten Passatdrift eine große Rolle spielen. Die Passatdrift treibt das warme Wasser von den Westküsten weg, kaltes Unterwasser steigt dafür an die Oberfläche. An den tropischen Ostküsten häuft sich dagegen das warme Wasser an, die Isothermenflächen im Becken der tropischen und zum Teil noch der subtropischen Ozeane senken sich daher von Osten nach Westen. Kaltes Küstenwasser findet man an der Westküste von Nordafrika von der Straße von Gibraltar bis Kap Verde, an der Westküste von Südafrika etwa von 10° südlicher Breite bis zur Mündung des Oranjeflusses, gelegentlich bis gegen die Kapstadt; im westlichen Nordamerika längs der ganzen kalifornischen Küste, und in Südamerika von etwa 40° südlicher Breite an der Küste

---

1) Scottish geograph. Magazine 1883, S. 345.

von Chile bis hinauf nach Payta an der Küste von Peru, schon recht nahe dem Aequator. Ein typisches Auftreten kalten Küstenwassers treffen wir an der Somaliküste am Nordosthorn Afrikas von Kap Warschek bis Kap Gardafui [1]). Hier tritt das kalte Wasser zur Zeit des SW-Monsuns von Juni bis September auf, also unter dem Einflusse eines Landwindes. Ueberall, wo stärkere und konstante „ablandige“ Winde herrschen, stellt sich an der Küste ein Aufquellen kalten Wassers ein. Während der Herrschaft des SW-Monsuns trifft man im August beim Kap Ras Hafun unter 10° nördlicher Breite eine mittlere Meerestemperatur von 16° an, während nördlich vom Kap Gardafui unter 12° nördlicher Breite die Meerestemperatur 27 bis 30° C. ist. Dieses kalte, aus der Tiefe stammende Küstenwasser, welches durch seine grüne Färbung schon dem Auge auffällt, hat einen sehr bemerkenswerten Einfluß auf das Klima der anliegenden Küste. Es erniedrigt in hohem Grade die Lufttemperatur, bedingt häufige, dichte Nebel (Garuas an der Küste von Peru genannt, Cacimbos an der Benguelaküste), und dabei Mangel an stärkeren Niederschlägen und Fehlen von Gewittern. Die Luft ist über dem Lande trocken, die Nächte sind kühl.

Kapitän Hoffmann bemerkt: Von Zanzibar bis Kap Warschek blieben (Anfangs Juli) Luft- und Meerestemperatur ziemlich konstant, letztere bei 25°. Zwischen 4. und 8.° nördlicher Breite sank die Meerestemperatur rapid und erreichte bei Ras al Khyle den abnorm niedrigen Stand von 15°. Zugleich fiel auch die Lufttemperatur, bei klarem Himmel stieg das Thermometer um Mittag nicht über 20°, so daß man sich gerne der Tropensonne aussetzte. Dabei war der Horizont dunstig und nachts taute es stark. Das Meer hatte ein tief olivengrünes, oft geradezu schwarzes Aussehen, ganz nahe an der Küste wurde es hellgrün. In normal warmen Gegenden war das Wasser stets tiefblau. Die Temperatur wurde bis 200 m hinab konstant 15,5—15,3° gefunden [2]).

Die Zeit des SW-Monsuns ist für die Somaliküste deshalb die kühle Jahreszeit, obgleich sie eigentlich dem Sommer entspricht.

---

1) S. die Karte zu Buchanans Abhandlung: Similarities in the Physical Geography of the Great Oceans. Proc. R. Geogr. Soc. Dez. 1886.

2) Annalen der Hydrogr. 1886, S. 395.

2. In den höheren Breiten nördlich vom 40. Breitegrad: auf der Nordseite des hohen Luftdruckes der Roßbreiten [1]) herrschen über dem Meere die SW-Winde vor, namentlich im Winter, wo sich ein tiefes Barometerminimum in dem nördlichen Teile (circa bei 60° nördlicher Breite) des Ozeans ausbildet. Diese SW-Winde führen das vom Golfstrom und Kuro Siwo in mittlere Breiten ergossene warme Wasser als Driftströmung nach NE hin und erwärmen so die Westküsten der höheren Breiten. An diesen Westküsten wirken somit Luft- und Meeresströmungen vereint darauf hin, die Temperatur zu erhöhen, namentlich im Winter; an den Ostküsten hingegen kann die Wärme des bis gegen 40° hinauf ganz nahe den Küsten entlang fließenden Zweiges der Aequatorialströmung dem Lande im Winter nicht zu gute kommen, weil der vorherrschende Wind vom Lande auf das Meer hinausweht.

Man ersieht daraus, daß eine hohe Meerestemperatur auf die Temperatur des Landes nur dann Einfluß haben kann, wenn die vorherrschende Windrichtung vom Meer auf das Land gerichtet ist. Wenn dies im Sommer an den Ostküsten der Fall ist, dann ist das Meer kühler als das Land, und die warme Strömung kann zu dieser Jahreszeit nur insofern zur Erhöhung der Mittelwärme beitragen, als sie eine stärkere Abkühlung durch die Seewinde verhindert. Jenseits von 40° nördlicher Breite, wo die warme Strömung nach NE und E umbiegt und sich von der Küste entfernt, finden sich an den Ostküsten kalte, im Atlantischen Ozean eisführende Meeresströmungen, welche die Temperatur im Sommer bedeutend erniedrigen.

Es mag hier noch auf jene Umstände aufmerksam gemacht werden, welche folgende auffallende und klimatisch wichtige Erscheinungen erklären: 1. Die hohe Temperatur des Nordatlantischen Ozeans. Das nordatlantische Meeresbecken hat nicht nur an seiner Oberfläche, sondern bis zu großen Tiefen die höchste Temperatur,

---

[1]) Die Region der subtropischen Barometermaxima, über den Ozeanen, zwischen 25° und 40° Breite, wird charakterisiert durch variable schwache Winde, und es heißen diese Breitengürtel bei den Seeleuten die „Roßbreiten“.

die unter gleichen Breiten (ja in der Meerestiefe überhaupt) gefunden wird. 2. Die gewaltigen kühlen Meeresströmungen, die an den Westseiten von Südamerika und Südafrika hinauf laufen und in den Aequatorialstrom münden.

Die Ursache beider Erscheinungen liegt in der Gestalt der Kontinente oder der Kontur der Ostküsten nördlich vom Aequator und in der größeren Mächtigkeit und Beständigkeit des Südostpassats, welcher sogar den Aequator überschreitet. Dadurch wird die große erwärmte Wassermasse der Aequatorialströmung schon anfangs mehr auf die nördliche Hemisphäre hinüber gedrängt, und da die Barriere, welche diese Strömung in höhere Breiten ablenkt, die Richtung SE—NW hat (besonders der Kontinent von Südamerika vom Kap St. Roque bis Trinidad, aber in geringerem Maße auch die indo-australischen Inseln: Neuguinea, Philippinen), so wird der größte Teil des warmen Wassers auf die nördliche Hemisphäre hinüber geführt. Die nördlichen warmen Zweige der Aequatorialströmung, vor allem der Golfstrom und der ihn außen begleitende Antillenstrom, aber auch der Kuro Siwo sind deshalb mächtiger als die südbrasilianische und die australische warme Strömung. Während sich in dem weiten nordpacifischen Becken die geringere warme Wassermasse des Kuro Siwo mehr verliert, ergießt die gewaltige Golf- (und Antillen-) Strömung ihre warmen Wassermassen in den nördlich von 40° an stark verengten Nordatlantischen Ozean, wo deshalb eine Anhäufung warmen Wassers Platz greift, die anderswo ohne Beispiel ist. Je wärmer nun das nördliche Meeresbecken, desto tiefer das barometrische Minimum, das sich im Winter (ja während des größeren Teils des Jahres) über demselben bildet, desto heftiger und beständiger die West- und SW-Winde, die das warme Wasser auf der Westseite in die höheren Breiten hinauf führen. Deshalb genießt NW-Europa das mildeste Winterklima, das sich unter gleichen Breiten findet, und überhaupt die höchsten Mitteltemperaturen derselben. Es wirken also mehrere Momente zusammen, um der West-

küste Nordeuropas jene außerordentliche klimatische Begünstigung zukommen zu lassen.

Da der Südostpassat auf dem Meere einen breiteren Gürtel einnimmt als der Nordostpassat und beständiger und stärker weht, so ist auch die südliche Aequatorialströmung stärker als die nördliche. Sie bedarf daher auch eines stärkeren Zuflusses, man könnte sagen, das vom Südostpassat vor sich her getriebene Wasser wirkt saugend nach rückwärts und es wird deshalb das Wasser längs der tropischen Westküsten aus höheren Breiten herauf gezogen, um in die Aequatorialströmung einzumünden. Es folgt dabei den an der Ostseite des subtropischen Barometermaximums herrschenden Winden, und es wird so leicht erklärlich, auf welche Weise dieser Kreislauf in Gang kommt. Die an den Westseiten von Südamerika und Südafrika in niedrigere Breiten fließenden kühlen Meeresströmungen wurden deshalb zuweilen ganz unpassend antarktische Strömungen genannt, sie haben mit eigentlichen Polarströmungen (wie die Labradorströmung und die ostgrönländische Strömung) nur die Richtung, nicht aber die Herkunft gemein und finden ihre Analogie in der kalifornischen und nordafrikanischen Küstenströmung. Sie sind nur viel stärker entwickelt als diese, weil die südliche Aequatorialströmung auch kräftiger ist als die nördliche, und weil zugleich auch die westliche Driftströmung, aus welcher sie ihren Ursprung nehmen, in der südlichen Hemisphäre infolge der konstanten und heftigen Westwinde sehr kräftig und die Küstengestalt von Südafrika und Südamerika der Ablenkung derselben in niedrigere Breiten sehr günstig ist.

Die niedrige Temperatur der südlichen Ozeane in höheren Breiten gegenüber den nördlichen wird auch dadurch bedingt, daß im Süden die Kontinente gegen die höheren Breiten sich verschmälern, im Norden dagegen sich verbreitern und die Meeresbecken einengen. Dort wird die geringere warme Wassermenge der Aequatorialströmung über die ungeheuren Wasserflächen der südlichen Ozeane verstreut, hier konzentrieren sich die größeren warmen Wassermengen des Golfstromes und des

Kuro Siwo in einem sich nordwärts verengenden Meeresbecken. Dazu kommt noch der teilweise oder fast völlige Abschluß der nördlichen Becken gegen das Wasser der Eismeere, während im Süden die abkühlenden Wirkungen polarer Wasser- und Eiszuflüsse keinerlei Einschränkung erfahren.

Alle diese Momente sind sehr wichtig, wenn man von einem allgemeinen Gesichtspunkt aus das Klima der nördlichen Hemisphäre mit dem der südlichen in Vergleichung ziehen will.

Es erübrigt uns noch, auch den Einfluß der Meeresströmungen auf die Verteilung der Niederschläge im allgemeinen zu erörtern. Hierbei spielt die Temperatur der Strömungen eine große Rolle. Warme Meeresströmungen, d. h. Strömungen von niedrigen zu höheren Breiten, müssen die atmosphärischen Niederschläge an den benachbarten Küsten erhöhen, indem die Luft über ihnen bei höherer Temperatur mit Dampf gesättigt ist, als dies der geographischen Breite ihrer jeweiligen Umgebung entspricht. Kühle Meeresströmungen, Strömungen aus höheren in niedrigere Breiten werden im Gegenteile in ihrer Umgebung die Niederschläge vermindern, da die feuchte Luft über ihnen eine Temperatur hat, welche niedriger ist, als sie der Breite entspricht. Die Luft erwärmt sich über dem Lande und entfernt sich also vom Sättigungspunkte. Dazu kommt, daß diese kühlen Strömungen auch von Winden begleitet sind, die von höheren in niedrigere Breiten wehen, also gleichfalls die Tendenz haben, die Niederschläge eher aufzulösen, als sie zu veranlassen.

Diesen allgemeinen Deduktionen entsprechen die Thatsachen in vollkommener Weise. Die kühlen rückkehrenden Meeresströmungen des inneren subtropischen und tropischen Kreislaufes auf der Ostseite der ozeanischen Barometermaxima bedingen an den Festlandsküsten, die sie bespülen, eine auffallende Regenarmut. Am größten ist diese an den Westküsten von Südafrika und von Südamerika, welche auch von den mächtigsten dieser kühlen Strömungen bespült werden. Die Westküste von Südamerika wird von der Stelle an, wo die westliche

Driftströmung nach Norden umbiegend in niedrigere Breiten hinauf fließt, immer regenärmer bis zur völligen Regenlosigkeit an der Nordküste von Chile und an der peruanischen Küste. Es steht dies damit im Zusammenhang, daß die negative Temperaturanomalie immer größer wird, je weiter die Strömung in niedrigere Breiten vordringt, wobei die Temperatur des Wassers nur sehr langsam sich erhöht. Die Regenlosigkeit hört erst auf, wo der kalte Strom die Küste verläßt. Welchen Anteil auch noch das kalte Küstenwasser an dem Regenmangel hat, wurde oben schon erörtert.

Wenn auch die an der Küste vorherrschenden S- und SW-Winde die feuchte Meeresluft auf das Land bringen, so können doch keine oder nur seltene Niederschläge entstehen, denn das Land erwärmt sich in so niedrigen Breiten schon sehr kräftig (es nimmt in der That die Temperatur dort landeinwärts zu, selbst bis zu beträchtlichen Seehöhen) und in der höheren Temperatur des Landes entfernt sich die kühle Seeluft immer weiter vom Sättigungspunkte.

Ganz analog sind die Verhältnisse an der Westküste von Südafrika. In geringerem Maße wiederholt sich dann die Erscheinung auch an der Küste von Kalifornien und an der Westküste von Nordafrika. Auch diese Küsten neigen zur Regenarmut, soweit die kühle Strömung sie begleitet und kaltes Küstenwasser auftritt.

Umgekehrt finden wir an den Küsten, längs welchen die warmen äquatorialen Zweige der ozeanischen Kreisströmung hinauf gehen, sehr reichliche Niederschläge, während zugleich die Winde, wenigstens in der wärmeren Jahreszeit, gleicherweise aus niedrigeren in höhere Breiten wehen. Die Ostküsten der Kontinente empfangen dergestalt reichliche Niederschläge vom Aequator bis in die gemäßigte Zone hinein, die ganze Ostküste von Australien hat reichliche Niederschläge, ebenso die Ostküste von Südafrika und Südamerika im Gegensatz zu den entsprechenden Westküsten unter gleichen Breiten. Auch das östliche Nordamerika und Ostasien haben reichliche Niederschläge. Die Nähe eines warmen Meeres vermehrt

die Niederschläge, da die bei hoher Temperatur mit Dampf nahe gesättigte Luft häufig Veranlassung zur Abkühlung und zur Kondensation ihres Wasserdampfes findet.

Wo in höheren Breiten der Temperaturgegensatz zwischen Meer und Kontinent sich vom Winter zum Sommer umkehrt und eine warme Strömung die Küsten bespült, entsteht eine Tendenz zu vorwiegenden Winterniederschlägen, weil im Winter die warme Meerluft über dem kalten Lande sich stark abkühlt; im Sommer dagegen, wo das Land wärmer ist als das Meer, werden die Niederschläge seltener und weniger reichlich. Dies ist der Fall an den NW-Küsten von Europa und Nordamerika. Freilich wirkt hier auch im gleichen Sinne und ist ja auch die Ursache der warmen Meeresströmung selbst das Vorherrschen der SW- und W-Winde an der Ostseite des ozeanischen Barometerminimums der höheren Breiten. In der südlichen Hemisphäre reicht nur der Kontinent von Amerika so weit in höhere Breiten hinauf, um an seiner Westseite diese reichlichen Niederschläge in analoger Weise zu empfangen. Die patagonische Westküste, ja schon die chilenische, südlich vom 40. Breitegrad, wo die W- und NW-Winde vorherrschend werden, ist sogar noch regenreicher als die Küste von Norwegen und Nordamerika. Es ist eine auffallende Thatsache, daß diese Küsten auch insofern eine merkwürdige Uebereinstimmung zeigen, daß sie als Steilküsten auftreten, der Gebirgsgrat des Kontinents überall hart an die Küste tritt und das Meer in zahlreichen Fjorden in das Innere des Landes eindringt.

Einfluß der Wälder auf das Klima.

Dieses vielfach erörterte und diskutierte Thema kann hier nur so weit und in größter Kürze behandelt werden, als ausgedehnte Wälder und eine dichte Vegetationsdecke unzweifelhaften Einfluß auf das Klima größerer Teile der Erdoberfläche haben.

Daß die Wälder die Mitteltemperatur der Luft, namentlich in der heißeren Zeit des Jahres erheblich erniedrigen, sehen wir, wie schon früher bemerkt wurde, sehr auffällig im äquatorialen Südamerika und Afrika; Woeikof hat dasselbe für Assam und den Malayischen Archipel wahrscheinlich gemacht[1]). Auch in mittleren Breiten wirkt der Wald im Sommer temperaturerniedrigend. Der Wald verhindert das Zustandekommen einer hohen Lufttemperatur durch die Beschattung des Bodens, der sich in trockenen Gegenden bis auf 60—80° zu erwärmen vermag, durch die Vergrößerung der wärmeausstrahlenden Oberfläche (Belaubung) und das starke Strahlungsvermögen der Blätter, durch die gesteigerte Verdunstung über einer großen Oberfläche[2]) und die dadurch bewirkte Abkühlung, durch Veranlassung zu häugerer Nebel- und Wolkenbildung[3]). Der Wald erhöht die relative Luftfeuchtigkeit, er vermindert die Verdunstung aus dem Boden durch Beschattung und Hemmung der Luftbewegung, erhöht den Wassergehalt des Bodens trotz seines eigenen großen Bedarfes an Wasser, und wirkt als großer Regulator des im Boden zirkulierenden Wassers und einer konstanten Wasserführung der Bäche und Flüsse[4]). Im höchsten Grade leistet er dies auf allen stärker geneigten Bodenflächen. Er bewahrt das Wasser der Niederschläge in seinem Schoße und verhindert dessen rasches Abfließen, welches außer dem daraus resultierenden Wassermangel auch dadurch sehr schädlich wirkt, daß es die oberflächliche Verwitterungskruste und den Humus abschwemmt, den nackten Fels bloßlegt, die Flüsse ver-

---

1) S. Klimate der Erde, Kap. 13. Z. 88, S. 191.

2) Eine interessante Konsequenz hat Ney daraus gezogen, indem er durch die Wärmebindung infolge der plötzlich gesteigerten Verdunstung bei dem Eintritt der Belaubung im Frühjahr die Maifröste zu erklären suchte. Z. 85 d, S. 445. Wir möchten eher auf den Einfluß der raschen Zunahme einer besonders stark wärmeausstrahlenden Oberfläche hinweisen. Ueber die große Wärmestrahlung der Blätter, die der des Rußes gleich kommt, s. Z. 93, S. 319.

3) Die Beobachtungen von Beitenlohner Z. 93, S. 197 und Hartl, bei welchen es sich um reflektierte Wärme handelt, stehen dem nicht entgegen. Es genügt auf die fast alltägliche Erfahrung hinzuweisen, daß sich die Wolken über den waldlosen Stellen wieder auflösen, und auf die Beobachtung der Luftschiffer, daß sich der Ballon über Wäldern wie über Flüssen und Seen senkt, also eine Tendenz zu einer niedersinkenden Luftbewegung anzeigt.

4) Man beachte den Artikel von Wiener, Russische Forschungen auf dem Gebiete der Wasserfrage. Wollny, Forschungen 1895, Bd. 18, S. 433 etc.

sandet und zu plötzlichen Ueberschwemmungen anschwellen macht [1]). Namentlich wichtig ist für manche Gegenden die Wirkung des Waldes als Bewahrer der Schneedecke und Förderer eines langsamen Abschmelzens derselben im Frühjahre.

Dadurch wirkt er allerdings auch erniedrigend auf die Frühlingstemperatur und verhindert ein rasches Ansteigen der Wärme.

Ob und inwieweit der Wald die Quantität der Niederschläge steigern kann, läßt sich noch kaum beantworten. Aus den vorhin erwähnten Einflüssen des Waldes auf die meteorologischen Elemente darf man mit ziemlicher Sicherheit den Schluß ziehen, daß wenigstens in den Tropen der Wald in der That auch die Quantität der Niederschläge zu steigern vermag. Die von Blanford angeführten Beobachtungen in den Zentralprovinzen Indiens stimmen damit überein [2]).

Auch Hettner kommt in seiner Arbeit: Regenverteilung, Pflanzendecke und Besiedelung der tropischen Anden, zu dem Schlusse, daß die Pflanzendecke die Niederschläge beeinflußt. In der Cordillere von Bogota sieht man über den Wäldern Wolken hängen und Regen fallen, während daneben über Gebüsch und Kulturland sich blauer Himmel wölbt und die Sonne scheint, und es ergibt sich, daß dieses offene Land erst durch die Rodung so geworden ist, daß sich also mit der Pflanzendecke auch das Klima in einem gewissen Grade verändert hat [3]). Im allgemeinen ist allerdings die Beschaffenheit der Pflanzendecke als die Wirkung und die Regenverteilung als die Ursache zu betrachten.

---

[1]) Messungen des Betrages der oberflächlich abfließenden Niederschlagsmenge auf einem bewaldeten und einem nicht bewaldeten Gebiete im Elsaß ergaben das Verhältnis der Ueberschwemmungsgefahr wie 1 zu 2 (nicht bewaldet). Comp. Rend. Tome LI, 1011. Wie durch Entwaldung die Abschwemmung, Erosion und Versandung der Flüsse zunimmt, siehe Beispiele aus trockenen Teilen Indiens in Nature, Dez. 1889, S. 123.

[2]) Z. 88, S. 235. Müttrich führt analoge Erfahrungen aus Deutschland an, welche auf eine Steigerung der Regenmenge durch größere Forstanlagen hinzuweisen scheinen, Z. 92, S. 306. Dagegen haben die Untersuchungen, ob in Nordamerika die fortschreitende Entwaldung im Osten und die Anpflanzungen im trockenen Westen auf die Quantität der Niederschläge von Einfluß waren, zu keinem entscheidenden Resultat geführt.

[3]) Die Cordillere von Bogota. Pet. Mitt., Ergänzungsh. 104 (1892), S. 73.

Ausgedehnte Waldungen haben wohl auch in mittleren und höheren Breiten einen Einfluß wenigstens auf die Steigerung der Häufigkeit der Niederschläge. Der Natur der Sache nach ist es aber fast unmöglich, diesen Einfluß durch Beobachtungen und Messungen zu konstatieren. Es möge jedoch zugestanden werden, daß man den Einfluß des Waldes auf die Steigerung der Niederschläge früher vielfach weit überschätzt und so die jetzt vorherrschende Neigung hervorgerufen hat, diesen Einfluß ganz zu leugnen. Eine so stark verdunstende, die Luft feucht und kühl erhaltende Unterlage für die Atmosphäre, wie es ausgedehnte Waldflächen sind, kann nur die Tendenz haben, die Niederschläge gegenüber einem offenen trockenen Boden unter sonst gleichen Verhältnissen zu vermehren und häufiger zu machen. Kleinere zerstreute Waldparzellen werden natürlich diesen Einfluß nicht haben. Die größte und unbestreitbare Rolle spielen die Wälder jedenfalls im Gebirge durch Verhinderung der Abschwemmung des Erdreiches, des zu raschen Abfließens des Wassers, durch Verhinderung der Versandung und der rasch eintretenden Hochwässer der Flüsse [1]).

Eine Steigerung der Niederschlagsmenge läßt sich direkt nachweisen bei Nebel und Rauhfrost. Bei dichterem Nebel gibt es unter Bäumen und im Walde einen leichten Tropfregen, der den Boden völlig durchnäßt, während außerhalb der Boden trocken bleibt. Das frühere Aufsprießen des Graswuchses im Frühlinge unter Bäumen ist auf dieselbe Ursache einer reichlicheren Befeuchtung zurückgeführt worden. Bei Rauhfrost namentlich sammeln die Zweige der Bäume eine recht bedeutende Menge Niederschlag, der außerhalb des Waldes völlig fehlt. Wilhelm bestimmte in Ungarisch-Altenburg die Wassermenge, welche der Rauhfrost an Sträuchern von 1—2 m Höhe in einem einzigen Falle (Dezember 1860) dem Boden lieferte, zu 1,9 mm Niederschlagshöhe. Unter

[1]) Quénot hat kürzlich auf dem Kongreß der franz. Geographen zu Lyon 1894 zahlreiche Beispiele aus Frankreich beigebracht über die verderbliche Wirkung der Entwaldung auf die Bewohnbarkeit und Kultur der Gebirgsthäler.

hohen, stark verästelten Bäumen erhält der Boden jedenfalls weit mehr Wasser und wenn sich, wie es in manchen Wintern und in gewissen Lagen nicht selten geschieht, der Duftanhang öfter wiederholt, so kann der Boden dadurch einen nicht unbeträchtlichen Wasserzuschuß erhalten [1]). Aehnliche Beobachtungen machte Breitenlohner im Wiener Walde [2]) und Fischbach bemerkt, daß er im Schwarzwalde in schneearmen Wintern es mehrfach erlebt habe, daß der durch den Wind von den Bäumen abgeschüttelte Reif den Holztransport mit Schlitten ermöglichte [3]). Hier sehen wir also eine direkte Steigerung der Niederschlagsmenge durch den Wald, da auf freiem Felde der Duftanhang fehlt oder ganz unbedeutend ist. Nur der Wald vermag die bei Nebel in der Luft schwebende Wassermenge, die sonst dem Boden nicht zu gute kommt, in wirksamer Weise auf seinem Ast- und Laubwerk zu sammeln und der Erdoberfläche zuzuführen.

Eine weitere wichtige Eigenschaft des Waldes ist der Schutz gegen heftigere Luftbewegungen, die Abschwächung des Windes, nicht bloß in seinem Innern, sondern auch in der Umgebung. Er verhindert dadurch auch das stärkere Austrocknen des Bodens, im Winter Schneeverwehungen etc. Allerdings begünstigt die größere Luftruhe auch die Früh- und Spätfröste.

Das fast völlige Verschwinden der Pfirsichkultur im Staate Michigan schreibt man der Entwaldung zu, welche einen viel größeren Einfluß der kalten NW- und W-Winde herbeigeführt hat. Waldgürtel werden als die beste Schutzwehr gegen die kalten, sowie gegen die heißen und trockenen Winde von Curtis empfohlen. Der Wald bricht die Heftigkeit der Winde und schwächt deren schädlichen Einfluß durch extreme Kälte, Hitze und Trockenheit ab. Im Jahre 1888 sind im Staate Kansas allein 21 Millionen bushels Korn durch heiße trockene Tagwinde verloren gegangen. (Prof. G. E. Curtis

[1]) Z. 67, S. 126.
[2]) Wollny, Forschungen II. Bd., 497.
[3]) Z. 93, S. 195.

Intern. Met. Kongreß Chicago. Bull. II, U. S. W. B. u. American Met. Journal XI [1894], S. 175.)

Im allgemeinen wird die Bedeckung der Erdoberfläche im Innern der Kontinente mit ausgedehnten Waldungen das Klima der betreffenden Erdstelle speziell im Sommer im Sinne einer wenn auch geringen Annäherung desselben an ein Küstenklima beeinflussen.

Auch das Vorkommen ausgedehnterer Moose und Moore hat einen erheblichen Einfluß auf das Klima. Dieselben wirken abkühlend auf die Luft und erhöhen den Feuchtigkeitsgehalt derselben. Lamont ist die Kälte und Feuchtigkeit der Luft über dem Moose von Schlüssheim bei München aufgefallen, die sich besonders im Frühling bemerklich macht. Die Bodentemperatur bleibt niedrig, das Eindringen der Tages- und Sommerwärme ist im Moorboden sehr verzögert und gehemmt. Die Moore erhalten daher den gefrorenen Boden lange und sind im hohen Norden eine Hauptursache ständigen Bodeneises [1]).

Mittlere Temperaturverteilung auf der Erde nach den Breitekreisen. Einfluß von Land und Wasser darauf.

Die Lufttemperatur an der Erdoberfläche ist, wie wir vorhin schon erörtert haben, zunächst von der geographischen Breite, dann aber noch in erster Linie davon abhängig, ob unter einer gegebenen Breite die Erdoberfläche fest oder flüssig ist. Die einfachsten Verhältnisse würde uns eine volle Land- oder Wasserhemisphäre darbieten. In Wirklichkeit finden wir nur auf der südlichen Hemisphäre eine Annäherung an die Temperaturverteilung auf einer Wasserhemisphäre, die nördliche Hemisphäre, obgleich sie die größten Landoberflächen enthält, ist doch noch weit davon entfernt, eine Landhemisphäre zu sein, sie enthält ja doch nur 40 % Land und 60 % Wasser. Es gibt auch keinen Parallelkreis, der ganz über Land

1) Ueber den Temperaturgang im Moorboden gegenüber freiem Boden sind lehrreich die Diagramme des täglichen Ganges der Bodentemperatur in Theod. Homén, Bodenphysikalische und Meteorologische Beobachtungen. Berlin 1894.

verlaufen würde. Wir können daher die Temperaturverhältnisse einer Landhemisphäre nur auf dem Wege von mehr oder minder berechtigten Schlußfolgerungen aus den beobachteten Temperaturen in ihrer Abhängigkeit von der Verteilung von Wasser und Land abzuleiten versuchen.

Den ersten derartigen Versuch auf strengerer Basis verdanken wir dem englischen Physiker James Forbes[1]). Den Ausgangspunkt seiner und der späteren Untersuchungen von Spitaler bildeten die zuerst von Dove für jeden 10. Parallelgrad berechneten sogen. normalen Temperaturen, in ihrem Verhältnis zum Prozentsatz von Land und Wasser unter dem betreffenden Parallel. Mit diesen müssen wir uns daher vorerst beschäftigen. Dove hat in seinem epochemachenden Werke: „Die Verteilung der Wärme auf der Oberfläche der Erde, Berlin 1852" die mittlere Temperatur jedes 10. Parallelkreises für die 12 Monate und das Jahr in der Weise ermittelt, daß er seinen Karten der Monatsisothermen die Temperatur von 36 äquidistanten Punkten (also für jeden 10. Längegrad) auf dem betreffenden Parallel entnahm und das Mittel daraus bildete. Diese Mitteltemperatur wird auch, obwohl nicht zutreffend, als die „normale Temperatur" des Parallelkreises angesehen. Sie ist aber in Wirklichkeit nicht bloß abhängig von der geographischen Breite, sondern auch von dem Verhältnis von Land und Wasser unter dem betreffenden Parallel, und dieses Verhältnis ändert sich von einem Parallel zum anderen.

Später haben Spitaler[2]) auf Grundlage meiner Isothermenkarten in Berghaus' Neuem physikalischen Atlas, und Batchelder[3]) auf Grund der Isothermen von Buchan in den Challenger Reports (Physics and Chemistry, Vol. II) neuerdings die mittlere Temperatur der Parallelkreise für den Januar, Juli und das Jahr ab-

---

1) Transactions Royal Soc. of Edinburgh. Vol. XXII, 1859. Inquiries about terrestrial temperature.

2) Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche. Denkschriften der Wiener Akad. Bd. LI, 1885.

3) A new series of isanomalous temperature charts. American Meteor. Journal, March 1894.

geleitet. Wegen der Wichtigkeit dieser Zahlenwerte für die Klimatologie überhaupt und für die nachfolgenden Erörterungen insbesondere müssen dieselben hier Platz finden. Voraus gehen die Zahlenangaben für die relative Verteilung von Wasser und Land unter dem betreffenden Parallelgrad.

Mittlere Temperaturen der Breitegrade.

Breite	Landbedeckung in Prozent [1])		Mittlere Jahrestemperatur		Januar	Juli	Differenz
					Mittel, Spitaler u. Batchelder		
	a	b	Spitaler	Batcheld.			
N.-Pol	—	—	—20,0	—20,0	(—38,0)	(1,0)	39,0
80	22	24	—16,5	—16,9	—33,5	1,8	35,3
70	55	54	— 9,9	—10,2	—26,0	7,0	33,0
60	61	64	— 0,8	— 1,2	—15,8	14,0	29,8
50	56	55	5,6	5,8	— 7,0	18,1	25,1
40	46	47	14,0	13,9	4,9	24,0	19,1
30	43	42	20,3	20,2	14,6	27,3	12,7
20	33	32	25,6	24,9	21,9	28,3	6,4
10	24	24	26,4	27,1	25,8	26,9	1,1
Aeq.	22	23	25,9	26,6	26,4	25,6	0,8
10	20	23	25,0	25,7	26,3	23,9	2,4
20	24	23	22,7	23,3	25,4	20,0	5,4
30	20	18	18,5	18,3	21,8	14,6	7,2
40	4	5	11,8	12,2	15,6	9,0	6,6
50	2	2	5,9	5,3	8,3	2,9	5,4
60	0	1	(0,2)	— 1,1	1,6	(—3,8)	—

Wie man sieht, fällt die größte Wärme im Jahresmittel auf 10° Nordbreite, dieser Parallelkreis ist also der „thermische Aequator". Nur im Winter der nördlichen Hemisphäre, im Januar, ist der Aequator der wärmste Parallel, im Juli finden wir die größte Wärme noch etwas jenseits von 20° Nordbreite.

In dieser Verlegung des Wärmeäquators auf die nördliche Hemisphäre sehen wir schon in auffallender Weise den Einfluß der größeren Landbedeckung der nördlichen

[1]) Nach Pencks Morphologie der Erdoberfläche. Die unter b stehenden Zahlen sind mit Zuziehung der benachbarten um 5° abstehenden Parallelgrade berechnet, es steht also z. B. für 60° $^1/_2$[60 + (65 + 55) : 2]. Zu Ableitungen von Relationen zwischen Temperatur und Landbedeckung eines Parallels sind die unter b stehenden Zahlen geeigneter.

Hemisphäre, das Land ist ja in niedrigeren Breiten wärmer als das Meer. Freilich kommt noch ein Umstand hinzu, der Transport einer großen Menge warmen Wassers durch die Passatdrift von der südlichen auf die nördliche Hemisphäre, worauf schon oben S. 189 hingewiesen worden ist. Der landumschlossene nördliche Indische Ozean und das zum Teil seichte Inselmeer im Südosten von Asien und im Norden und Nordosten von Australien sind desgleichen Wärmeherde, wie sie die südliche Hemisphäre nicht aufzuweisen vermag. Die Ozeane der nördlichen Hemisphäre, gegen die Eismeere und deren Eismassen fast oder ganz abgeschlossen, sind im ganzen wärmer, als die der südlichen Hemisphäre; an diesem Abschluß ist allerdings wieder die größere Landbedeckung der nördlichen Halbkugel beteiligt.

Die mittlere Landbedeckung der westlichen (Wasser-)Hemisphäre von 20° W bis 160° E ist von 5° bis 25° auf der nördlichen Hemisphäre nur circa halb so groß als auf der südlichen (unter dieser Breite), und trotzdem ist die mittlere Temperatur der westlichen Hemisphäre von 5 bis 25° Nordbreite 24,6°, von 5 bis 25° Südbreite nur 23,3°, die südlichen Breiten also um 1,3° kühler. Ja, obgleich unter 15° Nordbreite (im Westen) nur 6% Land, unter 15° Südbreite dagegen 20%, so ist doch im Norden die Temperatur auch um 1,3° höher als im Süden. Es ist also nicht bloß das Land, sondern auch das Meer auf der nördlichen Halbkugel unter diesen Breiten wärmer [1]). Also Land und Wasser sind auf der nördlichen Hemisphäre wärmer in den niedrigeren Breiten.

Dove hat schon auf die bemerkenswerte Thatsache hingewiesen, daß die mittlere Temperatur der ganzen Erde im Laufe des Jahres nicht konstant bleibt, wie dies theoretisch nach den Bestrahlungsverhältnissen der Fall sein sollte, sondern vom Januar zum Juli steigt, daß also die Wärmeverhältnisse der nördlichen Hemisphäre

---

1) Woeikof, Ueber den Einfluß von Land und Meer auf die Lufttemperatur, Z. 88, S. 18. Die obigen Mittel sind ohne Rücksicht auf den ungleichen Umfang der Parallelkreise gebildet, was dem Vergleich aber keinen Eintrag thut.

für jene der ganzen Erde den Ausschlag geben. Nach Spitalers Berechnung sind diese mittleren Temperaturen folgende:

	Januar	Juli	Differenz	Mittel
Nördliche Hemisphäre . .	8,0	22,5	14,5	15,2
Südliche " . .	17,5	12,4	5,1	15,9
Ganze Erde.	12,7	17,4	4,7	15,1

Die Temperatur der ganzen Erde steigt also vom Januar zum Juli um nahe 5°, einen derartigen Einfluß hat die hohe Julitemperatur der nördlichen Hemisphäre, die mit der milderen Wintertemperatur der südlichen Hemisphäre zusammenfällt, während die niedrige Sommertemperatur der letzteren mit der tiefen Januartemperatur der Nordhalbkugel korrespondiert. Die nördliche Landhalbkugel, wenn man so sagen darf, hat einen kalten Winter und einen heißen Sommer. Die Jahresschwankung ist 14½°, die südliche Wasserhalbkugel hat einen kühlen Sommer und einen milden Winter, die Jahresschwankung der Temperatur ist fast dreimal kleiner als die der Nordhalbkugel. Die nördliche Hemisphäre hat ein gemäßigtes kontinentales Klima, weil sie ja doch nur 40% Landbedeckung hat, die südliche Hemisphäre mit nur 17% Land hat ein ziemlich echt ozeanisches Klima.

Die mittlere Temperatur der ganzen Erde ist rund 15° und zwar haben beide Hemisphären nahezu die gleiche Temperatur. Wahrscheinlich ist doch die südliche etwas kühler[1]) namentlich infolge des Wärmetransportes

---

[1]) Die Resultate für die mittlere Temperatur der beiden Hemisphären sind:
Nördl. Halbkugel: Dove 15,5, Schoch 15,1, Ferrel 15,3, Spitaler 15,4°.
Südl. " Sartorius v. Waltershausen 15,8, Schoch 14,9, Ferrel 16,0, Hann 15,4, Spitaler 14,8, Hann 14,7.

W. Schoch, Darstellung der mittleren Jahrestemperatur als Funktion der geographischen Breite und Länge. Zürich 1856. Auf Grundlage von Doves Isothermenkarten. W. Ferrel, Meteorological Researches I. Washington 1877. Auf Grund von Buchans älteren Isothermen. J. Hann, Ueber die Temperatur der südlichen Hemisphäre. Sitzungsb. der Wiener Akad. Januar 1882.

Es erscheint mir passend hier ein rein theoretisches Rechnungsergebnis über die mittlere Temperatur der Erde anzuschließen und mit den Ergebnissen der Beobachtung zu vergleichen.

C. Christiansen hat folgende Rechnung angestellt. Nimmt man an, daß von der der Erde zugesendeten Strahlung der Sonne 2 Kalorien (pro Centimeter und Minute) absorbiert und zur Temperaturerhöhung verwendet werden, was auch mit den früher angeführten Beobachtungsresultaten gut verträglich wäre (Langleys Solarkonstante 3, davon gelangt etwa die Hälfte, also 1,5 zur Erde, dazu die diffuse Strahlung der Atmosphäre kann ganz gut 2 effektive Kalorien

der kräftigen, übergreifenden SE-Passatdrift in die nördliche Hemisphäre.

Auch in der Richtung von Ost nach West, also nach Meridianstreifen, bewirken die ungleiche Verteilung von Wasser und Land und die beständigeren Luft- und Meeresströmungen Temperaturverschiedenheiten unter gleichen Breiten.

Spitaler findet für die mittleren Temperaturen einer östlichen und westlichen Hemisphäre, die er mit Rücksicht auf die Verteilung der Intensität des Erdmagnetismus durch die Meridiane 80° W und 100° E v. Gr. abgrenzt, folgende Werte:

	Oestl. Hemisphäre	Westl. Hemisphäre
Nord . . .	16,7	13,9
Süd . . .	14,3	14,9
Erde . . .	15,5	14,4

Die östliche Hemisphäre hat im Januar 9,4°, Juli 23,6°, die westliche im Januar 6,5°, im Juli 21,5° Mitteltemperatur und ist also in beiden Jahreszeiten kühler.

Supan hat die mittleren Temperaturen der beiden Hemisphären in Uebereinstimmung mit der gewöhnlichen Abgrenzung der Ost- und Westhemisphäre, d. i. 20° W

---

geben), so ist die effektive Wärmemenge, welche die Erde empfängt, $2\,O:4$ (es erhält ja die ganze Oberfläche O nur ein Strahlenbündel, das einem größten Kreis der Erdkugel entspricht). Die ausgestrahlte Wärmemenge ist, wenn man das Stefansche Strahlungsgesetz annimmt und die Temperatur der Erde gleich t setzt, $a(273 + t)^4\,O$, wo a der Koeffizient 0,000000000728. Da die Temperatur der Erde konstant ist, muß Wärmeeinnahme und Wärmeausgabe gleich sein und wir haben

$$0{,}728 \times 10^{-10} (273 + t)^4 = 2:4$$

somit t = 15°. Dieses Strahlungsgesetz gibt also die thatsächliche mittlere Temperatur der Erdoberfläche. Umgekehrt, da diese mittlere Temperatur durch die Beobachtungen gegeben ist, kann man diese Rechnung als einen Beweis dafür ansehen, daß in der That die effektive Sonnenstrahlung sehr nahe 2 Kalorien betragen muß.

Christiansen hat auch die mittlere Temperatur der wichtigsten Breitekreise auf ähnliche Weise berechnet und gefunden:

	Aequator	Wendekreis	45°	Polarkreis	Pol
Berechnet . .	29,5	24,0	7,5	—18,5	—30,0
Beobachtet . .	26,2	23,3	9,3	(— 4,0)	(—20.0)

Die Uebereinstimmung ist recht gut, denn infolge des Wärmetransportes durch Luft- und Meeresströmungen müssen die niedrigeren Breiten tiefere, die höheren aber höhere Temperaturen haben als nach der Rechnung. In der Gegend der Polarkreise ist die größte Abweichung im positiven Sinne zu erwarten. Danske Vidensk. Selsk. Forh. 1886.

und 160° E berechnet [1]). Im Januar ist hiernach die westliche Wasserhemisphäre von 60° bis 20° Nordbreite wärmer als die östliche Landhemisphäre, unter 50° um 8,7°, im Juli dagegen ist letztere von 70° N bis zum Aequator wärmer, und zwar bis nahe 20° N um nahezu 5°. Unter 20° N hat die östliche Halbkugel 30,1°, die westliche 26,0°.

Buys Ballot berechnete auch die mittleren Temperaturen der Meridiane in 5 Grad Intervallen für Januar, Juli und das Jahr und zwar für die Erstreckung von 80° N bis 55° S. Es lassen sich in diesen Zahlen bedeutende Wärmeunterschiede erkennen und zwar machen sich, in Uebereinstimmung mit der vorwiegenden Verteilung des Landes und der Ozeane nach Meridianstreifen, in allen Jahreszeiten 2 Maxima und 2 Minima bemerkbar [2]).

Im Januar sind die wärmsten Meridiane 160 bis 170° W mit 10,5° und 10—35° E mit 12,5°, die kältesten 95—105° W mit 5,4° und 100—115° E mit 2,8°, größter Unterschied 9,7°.

Im Juli sind die wärmsten Meridiane 100—115° W mit 18,3 und 120—115° E mit 19,2°, die kältesten 175 bis 180° W mit 16,0°, dann 125—130° W und 15—20° W mit 16,1°; größter Unterschied nur 3,2°.

Auf der nördlichen Hemisphäre ist der Meridian von 120° E v. Gr. wohl der kontinentalste, sein größter Gegensatz dürfte unter 30° W. zu suchen sein. Ich habe für diese Meridiane die Mitteltemperaturen (nach Batchelder) berechnet und erhalten:

Aeq.—80° N	Januar	Juli	Jahr	
120° E v. Gr.	—6,6°	21,1°	7,4°	Land
20° W v. Gr.	10,7	17,3	12,8	Wasser

Südlich von 20° besteht kaum mehr ein Temperaturunterschied zwischen E und W. Nimmt man deshalb die außertropischen Breiten allein von 20—80° N, so erhält man:

20—80° N	Januar	Juli	Jahr	
120° E	—15,9°	19,4°	1,7°	Land
20° W	6,3	14,6	8,7	Wasser
Differenz	+ 22,2	— 4,8	+ 7,0	

[1]) Peterm. Geograph. Mitt. Bd. 33 (1887), Littb. S. 90. Die westl. Hemisphäre hat 17% Land und 83% Wasser, die östl. 37% Land und 63% Wasser (von 80° N bis 70° S).

[2]) Verdeeling der Warmte over de Aarde Amsterdam 1888.

Dies dürften die größten Temperaturgegensätze zwischen Ost und West sein (die Temperaturen sind Mittel von 110, 120 und 130° E und 20, 30 und 40° W).

A. v. Tillo hat die mittlere Temperatur aller Meere und Kontinente zwischen 90° N- und 50° S-Breite berechnet und gefunden:

	Jan.	Juli	Jahr	Schwankg.
Mittlere Temperatur der Meere	17,9	19,2	18,3	1,3
„ „ „ Kontinente	7,3	22,9	15,0	15,6

Die Meere sind um 3,3° wärmer als die Kontinente. Bei den Temperaturen des Januar und Juli gibt die nördliche Hemisphäre den Ausschlag, wie man sieht. Die Temperaturänderung der Kontinente vom Januar zum Juli ist 12mal größer als die der Meere.

An diese allgemeinsten Ergebnisse der Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche können wir nun die Resultate der Untersuchung von Forbes über das reine Kontinental- und Seeklima anschließen, indem wir dabei namentlich auf die Tabelle S. 200 als deren Grundlage verweisen.

Die mittlere Temperatur eines Parallels können wir, wie schon bemerkt, als abhängig ansehen von der geographischen Breite und dem relativen Verhältnis von Wasser und Land längs desselben. Der Wärmetransport von Luft- und Meeresströmungen hat darauf geringen Einfluß, weil wir annehmen dürfen, daß die warmen Strömungen unter dem einen Meridian größtenteils kompensiert werden durch die rückläufigen kalten Strömungen unter einem anderen. Es dürfte sich daher eine Formel aufstellen lassen, welche die Temperatur jedes Breitegrades als Funktion (d. i. als abhängig von) der geographischen Breite und der Wasser- und Landverteilung auf derselben darstellt. Es ist dies auch Forbes gelungen; man findet seine Formel im Anhange zu diesem Abschnitt. Ein Beweis dafür, daß dieselbe etwas mehr als eine Interpolationsformel leistet, darf in dem Umstande erblickt werden, daß sie, obgleich nur aus den Beobachtungen auf der nördlichen Hemisphäre abgeleitet, doch auch die Temperaturverteilung auf der südlichen

Hemisphäre befriedigend darstellt, trotz der großen Verschiedenheit der Verteilung von Wasser und Land unter gleichen Breiten.

Die von Forbes aufgestellte Formel gestattet, auf die Temperaturen auf einer reinen Wasser- und Landhemisphäre mit einiger Annäherung zu schließen. Man erhält:

	Wasserhemisphäre	Landhemisphäre
Aequatorialtemperatur	22,1°	43,2°
Temperatur am Pol	—10,8	—32,0

Wenn es nach obigem statthaft ist, die Temperatur eines Parallels als Summationseffekt der mittleren Temperaturen über dessen Land- und über dessen Wassererstreckung zu betrachten, so kann man noch auf einem zweiten Wege dahin gelangen, die mittleren Temperaturen auf einer Land- und Wasserhemisphäre zu berechnen. Man kann für jeden Breitekreis zwei Gleichungen aufstellen, eine für die nördliche und eine für die südliche Hemisphäre, welche dessen Temperatur als Summe der über dem bekannten Land- und Wasseranteil herrschenden unbekannten mittleren Temperaturen darstellen. Durch Elimination der zwei Unbekannten aus je 2 Gleichungen für jeden Parallel erhält man die mittlere Temperatur eines Land- und eines Wasserparallels für eine ganz gleichförmige Oberfläche. (Siehe im Anhang ein Beispiel der Rechnung.) Auf diese Weise hat Forbes die Temperatur unter 10°, 20°, 30° und 40° für eine Land- und eine Wasserhemisphäre ermittelt und dieselbe graphisch dargestellt. Eine zwanglose geringe Fortführung der beiden symmetrischen Kurvenäste ergibt dann die Temperatur des Aequators, sowie die geographische Breite, wo beide Kurven sich schneiden, d. i. die Breite, wo die Temperatur der Wasserhemisphäre gleich der einen Landhemisphäre wird.

Die Temperatur des Aequators ergibt sich:

bei voller Wasserbedeckung = 22,1°,
„ „ Landbedeckung = 46,3°.

Der Unterschied ist 24,2°. Die Uebereinstimmung mit

den früher aus der allgemeinen Formel abgeleiteten Werten ist eine vollkommen befriedigende. Die mittleren Temperaturen auf einer Land- und einer Wasserhemisphäre, welche sich auf beiden Wegen (Formel und graphischer Darstellung) ergeben, sind:

	Aeq.	10°	20°	30°	40°	50°
Landhemisphäre .	44,8	42,5	36,4	26,0	15,7	3,6
Wasserhemisphäre	22,2	21,2	19,6	17,4	12,7	7,6
Unterschied . . .	22,6	21,3	16,8	8,6	3,0	—4,0

Zwischen dem 40. und 50. Breitegrad liegt der Parallel, auf welchem eine Wasser- und eine Landhemisphäre die gleiche Temperatur aufweisen, in höheren Breiten ist die Wasserhemisphäre wärmer als die Landhemisphäre. Schon die Isothermenkarten Doves für die nördliche Hemisphäre lassen darauf schließen, daß der Uebergang zwischen 40° und 45° Breite stattfindet, die erwähnte Konstruktion ergibt, daß dies genauer unter 42½° Breite eintritt. Jenseits dieser Breite bis zum Pol ist eine Wasserhalbkugel wärmer als eine völlig landbedeckte Hemisphäre.

Spitaler hat auf Grund der von ihm gefundenen Mitteltemperaturen der Parallelkreise und der von Dove gefundenen Zahlen für die Verteilung von Wasser und Land eine andere Formel aufgestellt, welche die Temperatur jedes Parallelkreises als eine Funktion der geographischen Breite und des Verhältnisses von Wasser und Land darstellt [1]). Sie ergibt:

Temperatur	Wasserhalbkugel	Landhalbkugel	Differenz
des Aequators	22,2	41,5	+ 19,3
des Poles	— 9,5	— 28,8	— 19,3
der ganzen Hemisphäre	13,8	20,2	+ 6,4

Die höchste Temperatur würde eine Hemisphäre haben, wenn sie vom Aequator bis 45° mit Land, von da bis zum Pol mit Wasser bedeckt wäre, die umgekehrte

---

[1]) Sie lautet, wenn mit φ die Breite, mit n der Prozentsatz der Landbedeckung für diese Breite bezeichnet wird:

$$t\varphi = -2{,}43 + 17{,}6 \cos \varphi + 7{,}1 \cos 2\varphi + 19{,}3n \cos 2\varphi$$

Setzt man in dieser Formel n = 0 so gilt sie für eine Wasserhemisphäre, für n = 1 für eine Landhemisphäre.

Verteilung von Wasser und Land liefert die niedrigste Temperatur. Spitaler hat die Mitteltemperaturen der Erde unter diesen Verhältnissen berechnet und findet:

Mittlere Temperatur der Erde:
Aequator bis 45° Land, und 45° bis Pol Wasser 22,8
Aequator bis 45° Wasser, u. 45° bis Pol Land 11,1.

Die Zone vom Aequator bis 45° hätte in einer Wasserhemisphäre eine Mitteltemperatur von 18,2°, in einer Landhemisphäre 31,1°; die Kalotte von 45° bis zum Pol in einer Wasserhemisphäre 2,7°, in einer Landhemisphäre — 6,2°.

Diese Rechnungsergebnisse sind, wenn sie sich auch ziemlich weit von den wirklichen Verhältnissen entfernen mögen, doch von einigem Interesse, weil sie uns eine klarere und bestimmtere Vorstellung von dem Einflusse von Wasser und Land auf die Temperatur der Erdoberfläche vermitteln, sowie von den Veränderungen, welche erstere erleiden würde, wenn die Verteilung von Wasser und Land auf der Erde sich ändern würde[1]).

W. Precht hat in jüngster Zeit in die Formeln von Forbes und Spitaler ein konstantes n eingesetzt, indem er Land und Wasser über alle Breitekreise gleichmäßig verteilt annimmt; der Wert von n ist dann 24,4%. Auf diesem Wege hat er neue „Normaltemperaturen" berechnet, auf welche aber hier nur aufmerksam gemacht werden kann[2]).

Gegen die aus den empirischen Formeln von Forbes und Spitaler sich ergebenden Temperaturen einer Land- und Wasserhemisphäre am Pol und Aequator

---

[1]) F. v. Kerner hat in der That den interessanten Versuch gemacht, die mittlere Temperatur der Erde zur Jurazeit zu berechnen, unter der Annahme, daß die Verteilung von Wasser und Land damals der Weltkarte der Jurazeit von M. Neumayer entsprach. Er entnahm derselben die Werte von n für die verschiedenen Breitegrade und die Temperaturen einer Land- und Wasserhemisphäre der Formel von Spitaler. Daraus ergab sich, daß in der Jurazeit die Temperatur von 20° N bis 40° S bedeutend höher war als jetzt, unter dem Aequator um 6½°, auch von 50—70° nördlicher Breite war die Temperatur höher, nur unter 30° N niedriger. Die mittlere Temperatur der Südhemisphäre ergibt sich aus Neumayers Verteilung von Wasser und Land zur Jurazeit um circa 1½° höher als die der Nordhemisphäre, und die mittlere Temperatur der ganzen Erde um mehr als 2° höher als jetzt. Eine palöoklimatische Studie. Sitzungsb. d. Wiener Akad. April 1895.

[2]) Z. 94, S. 81 etc.

hat Woeikof nicht unbegründete Einwendungen erhoben [1]).

Man sieht nicht gut ein, woher die niedrige Temperatur von 22° am Aequator auf einer Wasserhemisphäre kommen soll, da wir selbst inmitten des Pacific keine Annäherung daran finden. Woeikof ist der Ansicht, daß die mittlere Lufttemperatur am Aequator auf einer Wasserhemisphäre 26° sein dürfte, ich bin zu demselben Resultat gekommen [2]). Die Temperatur des Aequators auf einer ganz mit Land bedeckten Erde dürfte auch mit 44,8° zu hoch veranschlagt sein.

Wenn man die Temperatur des Poles auf einer Wasserhalbkugel zu —9° bis —10° findet, so ist dies natürlich eine Fiktion, denn selbst das Seewasser kann nicht unter —3° bis —4° erkalten ohne zu gefrieren, und die Jahrestemperatur der Luft über offenem Seewasser dürfte deshalb kaum tiefer als —5° bis —6° angenommen werden können; bildet sich aber Eis, dann haben wir eine Poltemperatur wie bei Landbedeckung. Dessenungeachtet sind solche Rechnungsergebnisse von Wichtigkeit für die theoretische Klimatologie, weil sie uns einen Maßstab liefern werden für den Grad der Temperaturerniedrigung durch die Eisbedeckung in der Umgebung des Südpols.

In betreff der Poltemperatur auf einer Landhemisphäre macht Woeikof die zutreffende Bemerkung, daß dieselbe doch nicht gar so tief sein möchte, weil auf einer Landhalbkugel kein Schnee fallen würde, und die Sommertemperatur am Pol dann sehr hoch werden müßte. Diesen Gedanken weiter verfolgend, machen wir folgende Schätzung. Die Januartemperatur dürfte kaum unter —50° hinabgehen, namentlich wenn das Land flach wäre [3]), und die Julitemperatur über schneefreiem trockenem Land könnte ganz gut auf 16—20° sich steigern, wenn nicht darüber, wir hätten dann am Pol eine Jahrestemperatur

[1]) Die Klimate der Erde I, 332 etc.
[2]) Temperatur der südlichen Hemisphäre. Sitzungsber. d. Wiener Akad. Januarheft 1882.
[3]) Die Luftströmungen würden kaum eine so tiefe Mitteltemperatur zulassen.

von — 18° bis — 15° oder noch milder. Die Schätzung der Temperaturen auf einer Landhemisphäre ist natürlich am schwierigsten, weil die wirklichen Verhältnisse sich zu weit davon entfernen.

Auf einer ganz anderen Grundlage als Forbes und Spitaler hat W. Zenker die Normaltemperaturen für eine volle Wasser- und Landhemisphäre aufgestellt. Er berechnet zuerst auf rein theoretischem Wege, ähnlich wie Angot, die Wärmemengen, welche jedem Breitekreise an der Erdoberfläche zukommen, berücksichtigt aber dabei nicht bloß die Absorption der Strahlung in der Atmosphäre, sondern nimmt auch auf die Zerstreuung der Strahlen in derselben und auf die Reflexion der letzteren von Wasser, Land und Schnee Rücksicht. Es ist also auch die diffuse Strahlung in Rechnung gezogen. Zenker meint, daß seine, natürlich für heiteren Himmel berechneten, Wärmemengen trotzdem auch in Wirklichkeit Geltung haben, weil die Bewölkung bei Nacht in gleicher Weise die Ausstrahlung hindert, wie sie bei Tag die Insolation vermindert. In seiner letzten großen Arbeit hat er aber auch den Einfluß der Bewölkung in Rechnung zu ziehen gesucht und Korrektionsfaktoren für die verschiedenen Grade der Bewölkung berechnet.

Zenker glaubt nun annehmen zu dürfen, daß gleichen Differenzen der Strahlung auch gleiche Temperaturdifferenzen entsprechen. Finden wir zwei Punkte unter verschiedenen Breitegraden, welchen wir die mittlere Temperatur eines reinen Seeklimas, desgleichen zwei andere, denen wir die Temperatur eines reinen Landklimas zuschreiben dürfen, so sind wir in der Lage, die normale Temperatur der Parallelkreise im reinen Seeklima und im reinen Kontinentalklima zu berechnen. Das ist der ursprüngliche Ausgangspunkt seiner Untersuchungen.

Das reine Seeklima sucht W. Zenker mit Recht auf dem Großen Ozean der südlichen Halbkugel. Dort findet er unter 20° die Isotherme von 23° und unter 50° die Isotherme von 8°.

Die Differenz der Sonnenstrahlung zwischen 20° und 50° ist nach Zenkers Tabelle, die wir unter dem Text

nach der neuesten Publikation des Autors aufgenommen haben [1]), 801 Einheiten, und da dieser Strahlungsdifferenz eine Temperaturdifferenz von 15° entspricht, so ist die Einheit der Strahlungsdifferenz = 0,0187° C. Jetzt können wir leicht weiter rechnen. Da die berechnete Wärmedifferenz zwischen 20° und dem Aequator (s. die Tabelle unten) 166 ist, so ist die Temperaturdifferenz 3,1°, die Temperatur des Aequators im Seeklima daher 23,0 + 3,1 = 26,1, was sehr gut stimmt. Auf gleiche Weise erhält man auch die normalen Temperaturen der anderen Parallelkreise [2]).

Wie man sieht, hängt bei dieser Art der Ableitung der Normaltemperaturen das meiste davon ab, den richtigen Ausgangspunkt für die Reduktion der Wärmemengen auf Temperaturgrade zu finden. Hierbei ist natürlich eine gewisse Willkür nicht zu vermeiden. Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß diese Art der Berechnung der Normaltemperaturen im reinen See- und Landklima weniger empirisch ist, als die Methode von Forbes, und eine theoretisch besser fundierte Grundlage zur Beurteilung des reinen See- und Landklimas liefert, als die von uns vorhin mitgeteilten Formeln [3]).

---

1) Jährliche Strahlenmengen an der Erdoberfläche nach Zenker.

Breite	Land	Meer	Breite	Land	Meer
Aeq.	2591	2528	50	1654	1561
10	2550	2485	60	1314	1218
20	2429	2362	70	1038	935
30	2233	2158	80	903	785
40	1969	1887	Pol	882	761

Diese Strahlenmengen sind Relativzahlen und als Einheiten der 4. Dezimale zu lesen. Es liegt ihnen die Einheit von Wiener zu Grunde, d. i. diejenige Strahlenmenge, welche der Breitegrad erhalten würde, wenn die Sonne während des ganzen Jahres in der mittleren Entfernung in seinem Zenith gestanden wäre.

2) Man kann auch von der gegebenen Temperatur und Strahlenmenge des Aequators, sowie der Strahlenmenge, die auf eine Temperaturdifferenz von 1° kommt, ausgehen (in unserem Beispiel 53,4, von Zenker jetzt genauer zu 50,7 angenommen) und kommt dann zu der Gleichung:

$$t = (\text{Strahlenmenge} : 50{,}7) - 23{,}7^0 \text{ in C.}$$

Diese Formel ist am bequemsten zur Rechnung.

3) Allerdings läßt Zenker in seiner ersten Arbeit den so wichtigen Faktor der Wärmeausstrahlung ganz außer acht, er sucht selben aber in seiner jüngsten großen Abhandlung zu berücksichtigen. Vergl. Z. 96, [25].

Viel schwieriger ist es, die für die Reduktion der eingestrahlten Wärmemengen auf Temperaturwerte erforderlichen Verhältniszahlen für das Landklima zu finden, da wir auch auf der nördlichen Halbkugel kein reines Kontinentalklima von hierfür genügender Ausdehnung vorfinden. Zenker fand in seiner ersten Arbeit für die Einheit der Strahlungsdifferenz im Mittel eine Temperaturdifferenz von 0,0385° C. Geht man dann von der Isotherme von 0,5° unter 50° Breite in Ostasien aus, so findet man für die Temperatur am Aequator im Landklima (die Strahlendifferenz ist 937 Einheiten) den Wert 36,6°. In seiner neuesten großen Arbeit findet Zenker die Temperatur des Aequators nur zu 34,6°. Auf diese neuere Berechnungsmethode, welche auch die Wärmeausstrahlung zu berücksichtigen sucht, kann aber hier nicht eingegangen werden [1]).

Normaltemperatur nach Zenker [2]) im				Temperatur der südl. Halbkugel	
	Landklima	Seeklima	Differenz	Berechnet	Beob.
Aeq.	34,6	26,1	—8,5	26,0	26,2
10	33,5	25,3	—8,2	25,5	25,4
20	30,0	22,7	—7,3	22,8	23,0
30	24,1	18,8	—5,3	18,1	18,4
40	15,7	13,4	—2,3	12,0	12,0
50	5,0	7,1	2,1	5,5	5,6
60	— 7,7	0,3	8,0	— 0,7	— 1,0
70	—19,0	—5,2	13,8	— 5,8	—
80	—24,9	—8,2	16,7	— 9,1	—
Pol	—26,1	—8,7	17,4	—11,3	—

Die beobachtete Temperatur der südlichen Halbkugel ist das Mittel aus den von Spitaler und Bat-

[1]) W. Zenker, Die Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche. Berlin 1888, S. 62 etc. — Der klimatische Wärmewert der Sonnenstrahlung, Z. 92, S. 336 und Z. 93, S. 340. Die gesetzmäßige Verteilung der Lufttemperaturen über dem Meere. Mit einer Karte. Pet. Mitt. 1893, S. 39. Die Karte zeigt die Abweichungen der Lufttemperatur über dem Meere von den theoretischen Werten in reinem Seeklima. — Der thermische Aufbau der Klimate aus den Wärmewirkungen der Sonnenstrahlung und des Erdinnern. Halle 1895. Nova Acta Bd. LXVII. Diese große Arbeit umfaßt 252 Quartseiten und ist von 5 Karten begleitet.

[2]) Nach dem neuen letztcitierten Werke.

chelder gefundenen Werten. Die berechneten Temperaturen sind mittelst einer Interpolationsformel erhalten worden, die ich aufgestellt habe [1]).

Man wird mit Befriedigung bemerken, daß die von Zenker aus den Strahlenmengen allein berechneten Temperaturen einer Wasserhemisphäre recht gut übereinstimmen mit den beobachteten Temperaturen auf der südlichen Halbkugel, nur in den mittleren Breiten ergibt seine einfache Formel um circa 1,5° zu hohe Temperaturen. In Betreff der Verteilung der Jahrestemperaturen auf einer Wasserhalbkugel sind wir also jetzt schon ziemlich im reinen.

Für die berechneten Temperaturen der Landhalbkugel haben wir keinen Maßstab zur Prüfung derselben. Die Temperatur des Aequators, wie sie Zenker jetzt annimmt, ist eher zu niedrig als zu hoch (Jahresmittel von 30° finden wir ja thatsächlich schon unter 15° Nordbreite), die Temperatur des Pols dürfte jedenfalls zu niedrig sein, da der Einfluß der Konvektionsströmungen, welche im Circumpolargebiet nur erwärmend wirken können, in Zenkers Rechnung unberücksichtigt bleiben mußte, und derselbe im Landklima, wegen der raschen Wärmeabnahme mit der Breite, im Winter sehr erheblich sein muß. Die Rechnung kann deshalb die Temperatur des Pols nur zu niedrig ergeben.

Man darf aber trotzdem die von Zenker gefundenen Normaltemperaturen für eine Wasser- und Landhemisphäre gegenwärtig als die zuverlässigste Basis für weitere Schlußfolgerungen betrachten [2]).

---

[1]) Ich habe die Temperatur am Aequator im reinen Seeklima zu 26° gefunden aus den Mitteltemperaturen äquatorialer Inseln. Da die mittlere Temperatur des Ozeans am Aequator bei 27° liegt, die Luft nach Schott in den tropischen Meeren um circa 0,8° kühler ist, so dürfte der Ansatz richtig befunden werden. Für 65° Südbreite habe ich nach den Beobachtungen von Roß und Borchgrevink —3,5° eingesetzt. Sieben Bedingungsgleichungen gaben mir dann:

$$T_{\varphi} = 26{,}0 + 4{,}54 \sin \varphi - 40{,}81 \sin^2 \varphi.$$

Diese Gleichung gibt die beobachteten Mitteltemperaturen ganz genau wieder (für 65° gibt sie —3,4). Die mittlere Temperatur der südlichen Halbkugel berechnet sich aus derselben zu 14,7°, niedriger, als ich sie früher gefunden, aber mit Spitalers Resultat ganz übereinstimmend.

[2]) Precht hat auf Grund der gleichen Voraussetzung wie Zenker aus den von Angot berechneten „Thermaltagen“ für die Breitegrade „Solltemperaturen“,

Man kann nun aus den Normaltemperaturen im Land- und Seeklima die wirklichen Temperaturen der Breitekreise mit Rücksicht auf den Grad ihrer Kontinentalität zu berechnen versuchen. Die auf diesem Wege von Zenker gefundenen Temperaturen der Breitekreise ergaben im Vergleich mit den von Dove und Spitaler aus den Isothermenkarten ermittelten Werten das Resultat, daß die nördliche Hemisphäre von 20° an wärmer ist, die südliche aber unter allen Breitekreisen etwas kühler, als sie nach Zenker sein sollte. Dies kann dahin gedeutet werden, daß ein Teil der im Süden empfangenen Wärme der nördlichen Halbkugel durch die Strömungen zugeführt wird.

An dieser Stelle dürfte ein Vergleich des Seeklimas der nördlichen Hemisphäre mit jenem der südlichen Halbkugel passend eine Stelle finden. Einen solchen Vergleich hat G. Neumayer angestellt.

Neumayer vergleicht die Beobachtungen des Challenger im südlichen Ozean, Februar 1874, mit jenen an Bord des Vöringen Juli 1876/78 im nördlichen Atlantischen Ozean, beide beziehen sich auf 60—65° Breite. Unter 55° Breite nimmt er seine eigenen stündlichen Aufzeichnungen in der Südsee (Januar 1856) und vergleicht sie mit den Ergebnissen deutscher Schiffsbeobachtungen im Atlantischen Ozean für Juli und August Luft- und Meerestemperatur sind in beiden Fällen um 9—10° höher im Nordatlantischen Ozean als in der Südsee unter gleicher Breite. Die bedeutende Temperaturerniedrigung in der Südsee tritt in diesen Ergebnissen deutlich zu Tage. Gegenüber dem Nordpacifischen Ozean würde die Differenz zwar kleiner, aber immer noch in gleichem Sinne ausgefallen sein.

Vergleich der Temperatur im Seeklima der nördlichen und südlichen Halbkugel.

Lufttemperatur im Hochsommer.

	Mittlere Breite 64°				Mittlere Breite 55°			
	Mittel	tägl. Ampl.	Max.	Min.	Mittel	tägl. Ampl.	Max.	Min.
Nord	9,9	2,3	12,7	7,0	12,3	1,5	16,5	8,2
Süd	−0,6	2,5	2,8	−6,0	3,7	3,0	7,5	0,0

---

wie er sie nennt, berechnet und zwar für jeden 5. Breitegrad. Von der mittleren Temperatur der Erde, 15,1°, und der mittleren Temperatur des 45. Breitegrades, 9,6°, ausgehend findet Precht den Uebergang von den Thermaltagen zu den mittleren Temperaturen. Die mittlere Temperatur des Aequators berechnet

Die Meerestemperatur war unter 64° N um 10° wärmer und unter 55° um 9,0° wärmer als unter gleicher Breite auf der südlichen Hemisphäre [1]).

Um zu einem richtigen Wert für die Umwandlung der Strahlungsmengen in Temperaturgrade im reinen Landklima zu gelangen, war Zenker zunächst genötigt, den Begriff der Kontinentalität in Bezug auf die Temperaturverhältnisse festzustellen. Dazu dient die Größe der Jahresschwankung der Temperatur, welche in direkter Abhängigkeit steht von dem Unterschiede der Strahlung im Sommer und im Winter.

Die Jahresschwankung an sich kann aber unter verschiedenen Breiten kein Maß für den Grad der Kontinentalität geben, weil dieselbe auch bei gleichem Betrage der letzteren bekanntlich mit der Breite zunimmt, und zwar theoretisch mit dem Sinus der geographischen Breite. Man muß also die Jahresschwankungen der Temperatur mit dem Sinus der Breite dividieren, um sie vergleichbar zu machen. Zenker erörtert (l. c. S. 78 etc.) die Gründe, die es ihm doch rationeller erscheinen lassen, mit dem Bogen der Breite selbst zu dividieren. Dann wird z. B. der Relativwert der Temperaturschwankung für Wien gleich 21,3° : 48,2 = 0,44 oder 44 %. Jakutsk unter 62° (Januar —42,8, Juli 18,8) hat die relative Temperaturschwankung 61,6 : 62 = 99 %. Zenker hat diese Temperaturschwankungen für alle Teile der Erde berechnet und die Orte gleicher Größe derselben durch Linien verbunden, wodurch ein sehr anschauliches Bild entsteht. Man findet die relative Temperaturschwankung 100: bei Werchojansk, nördlich von Peking, und in der Sahara nördlich vom Tschadsee; im Innern von Australien erreicht die Schwankung nur den Wert 80, im Innern von Nordamerika 70, in Argentinien 40 % (Südafrika hat im Innern 50 %), auf den Ozeanen findet man 20, 10 und 0 %.

Aus den Linien gleicher relativer Schwankung ergibt sich durch Verbindung der auf dem Lande und der auf dem Meere gefundenen Werte der Maßstab der Kontinentalität. Die Ozeane zeigen in ihrer größten Ausdehnung auf der nördlichen Halbkugel die relative Schwankung von 16 %, d. i. circa 1/6 von jener in der Mitte der Kontinente. Um aus der relativen Schwankung n den Grad der Kontinentalität x in Prozenten zu bestimmen, haben wir daher zu beachten, daß 1/6 (100 — x) der Anteil des See-

---

er für die Transmissionskoeffizienten 0,6, 0,67 und 0,7 resp. zu 26,4, 26,5 und 26,7; jene des Pols zu —9,0, —9,6 und —10,0°. Diese Temperaturen würden, wie man sieht, nur für eine Wasserhalbkugel passen. Z. 94, S. 87.

[1]) Verhandlungen des V. Deutschen Geographentages. Hamburg 1885, S. 185.

klimas an der Jahresschwankung ist und $1 \times x$ der Anteil des reinen Kontinentalklimas. Wir haben also

$$x + {}^1/_6\,(100 - x) = n \text{ oder } x = {}^6/_5\,n - 20.$$

Die Kontinentalität des Klimas von Wien ist also nach früheren $44 \times {}^6/_5 - 20 = 33$, also ein Drittel; die Luft in Wien ist gleichsam aus $^1/_3$ Landluft und $^2/_3$ Seeluft gemischt, die Kontinentalität von Jakutsk ist $119 - 20 = 99$, die von Werchojansk gleich 100. Dieser von Zenker aufgestellte Begriff des Grades der Kontinentalität eines Klimas in thermischer Beziehung ist für die Klimatologie nützlich und von Interesse[1].

Verteilung des Luftdruckes, der Niederschlagsmenge und der Bewölkung nach der geographischen Breite.

Im Anschlusse an die vorstehenden ausführlichen Erörterungen über die mittleren Temperaturen unter verschiedenen Breiten erscheint es zweckmäßig, auch eine Uebersicht über die Verteilung des Luftdruckes und der Niederschlagsmenge und Bewölkung hier folgen zu lassen.

Die Jahresmittel des Luftdruckes sind nach W. Ferrel mitgeteilt[2]. Die Monatsmittel nach einer neuen Berechnung von Baschin[3]. Die Mittel aus Januar und Juli geben nicht das Jahresmittel, erstlich weil dies aus dem jährlichen Gange des Luftdruckes im allgemeinen überhaupt nicht zu erwarten und zweitens, weil den Mitteln von Baschin neuere Beobachtungsresultate zu Grunde liegen.

Wir finden: einen Gürtel niedrigen Druckes zwischen Aequator und 10.° Nordbreite, zwei Gürtel hohen Druckes in den subtropischen Breiten zwischen 30° und 40° Breite (in der südlichen Halbkugel, dem Aequator etwas näher) und dann eine Abnahme des Druckes gegen die Pole, in besonders auffallender Weise auf der südlichen Halbkugel.

---

1) Luigi de Marchi behandelt in seiner neuen Schrift: Le cause dell' era glaciale auf S. 100—124 gleichfalls die oben erörterten Gegenstände. Die Ableitung der Temperaturverteilung auf einer Wasser- und Landhemisphäre erfolgt auf rein theoretischem Wege und es kann deshalb hier nicht darauf eingegangen werden.

2) Meteorological Researches. Part I. Washington 1877, p. 37.

3) O. Baschin, Jahreszeitl. Luftaustausch zwischen beiden Hemisphären. Zeitschr. der Ges. für Erdk. Bd. XXX, 1895.

Verteilung von Luftdruck[1]), Niederschlagsmenge und Bewölkung nach Breitegraden.

	Mittlerer Luftdruck im Meeresniveau			Jährliche Regenmenge auf d. Lande	Mittlere Bewölkung in Prozenten
	Jahr Ferrel	Januar Baschin	Juli	cm	
80 N.	760,5	757,1	758,8	35	—
70	58,6	59,9	57,6	35	59
60	58,7	60,9	57,5	48	**61**
50	60,7	62,3	58,7	**59**	58
40	62,0	63,7	59,9	53*	49
30	61,7	64,9	59,0	60	42
20	59,2	62,7	57,9	82	40*
10	57,9	59,5	57,9	192	50
Aeq.	58,0	58,0	59,4	**195**	**58**
10 S.	59,1	57,4	61,1	171	57
20	61,7	58,0	63,2	75	48
30	63,5	61,5	65,4	66*	46*
40	60,5	62,0	60,3	94	56
50	53,2	53,5	52,5	**116**	66
60	43,4	—	—	(102)	**75**
70	38,0	—	—	(89)	—

Die mittleren jährlichen Regenmengen sind nach John Murray[2]) mitgeteilt. Die Niederschlagsmengen beziehen sich aber bloß auf das Festland und können deshalb, namentlich jene für die südliche Hemisphäre, durchaus nicht als für die Erde überhaupt gültig angesehen werden. Auf den Ozeanen fehlen bekanntlich Regenmessungen so gut wie gänzlich. Auch die Zahlen für das Innere der Kontinente der südlichen Hemisphäre sind recht hypothetisch. Trotzdem dürften gewisse allgemeine Charakterzüge als feststehend anzusehen sein: Die größte Niederschlagsmenge im äquatorialen Gürtel, die Abnahme gegen die subtropischen Breiten, die Minima in der Gegend der beiden Hochdruckgürtel unter 30° und 40° Breite, die neuerliche Zunahme bis gegen 50° Breite und abermalige

[1]) Wahrer Luftdruck (mit Schwerekorrektion).
[2]) On the total annual rainfall on the land of the globe. Scottish Geograph. Mag. Vol. III. Auf metrisches Maß reduziert von Brückner. Z. 87, S. [63]. Die Zahlen für die Breitegrade aus den Zonenwerten durch graphische Interpolation erhalten.

Abnahme gegen die Pole hin, die auf der nördlichen Hemisphäre sehr auffallend hervortritt. Das nördliche Circumpolargebiet ist sehr niederschlagsarm.

Die mittlere Bewölkung der Breitekreise ist mit Hilfe der von Svante Arrhenius nach Teisserenc de Borts Karte der Verteilung der Bewölkung über die Erde ermittelten Zahlen erhalten worden. (Philosoph. Mag. Aprilheft 1896, Vol. 41, S. 275.) Die Minima der Bewölkung in den subtropischen Gürteln treten sehr deutlich hervor, desgleichen die starke Bewölkung am Aequator.

Anhang.

Die Grundlagen, auf welchen J. Forbes seine Formel zur Darstellung der mittleren Temperatur der Breitekreise der nördlichen Hemisphäre aufgebaut hat, sind kurz folgende:

Die Wärmeabnahme mit der Breite erfolgt längs eines ozeanischen Meridians nahezu im Verhältnis des Cosinus der geographischen Breite, längs eines kontinentalen Meridians aber rascher, angenähert im Verhältnis des Quadrates dieses Cosinus. Wenn wir also einen zwischen 1 und 2 liegenden Exponenten m nehmen, so wird auf einer Wasserhemisphäre die mittlere Temperatur der Breitekreise sehr nahe durch die Formel gegeben sein:

$$t_\varphi = \text{Temperatur des Pols} + B \cos^m \varphi.$$

Da am Aequator $\cos \varphi = 1$, so ist die Temperatur des Aequators = der Temperatur des Pols + B.

Der Einfluß des Landes auf die mittlere Temperatur muß durch ein drittes Glied ausgedrückt werden, dessen allgemeine Form daraus abzuleiten ist, daß es, wie wir früher kennen gelernt haben, in höheren Breiten negativ werden muß, weil das Land dort die Temperatur erniedrigt, in niedrigeren Breiten aber positiv; der Uebergang von einem zum anderen Zeichen erfolgt nach der Isothermenkarte zwischen dem 40. und 45. Breitegrad, hier wird die Temperatur des Landes der Temperatur über dem Meere gleich. Nehmen wir an, der Uebergang erfolge gerade in der Breite von 45°, so wird demnach der störende Einfluß des Landes auf die Temperatur $\cos 2\varphi$ proportional gesetzt werden können, weil dieser Ausdruck für eine Breite über 45° ($2\varphi > 90°$) negativ wird. Bezeichnen wir mit n jenen aliquoten

Teil eines Breitekreises, der von Land eingenommen wird, mit C einen numerischen Koeffizienten, der den Temperatureinfluß des Landes in Graden der Thermometerskala ausdrückt, so wird die Temperatur einer Hemisphäre, welche teils von Wasser, teils vom Land eingenommen wird, durch die Formel dargestellt werden können:

$$t_\varphi = A + B \cos^m \varphi + C\, n \cos 2\varphi.$$

Die Koeffizienten A, B, C und der Exponent m müssen aus den Beobachtungen resp. aus den mittleren Temperaturen der Breitekreise und ihrer resp. Landbedeckung abgeleitet werden. Indem Forbes die von Dove berechneten mittleren Temperaturen der Breitekreise 0°, 30°, 50° und 70° auf der nördlichen Hemisphäre zu Grunde legt, findet er:

$$t_\varphi = -10{,}8^\circ + 32{,}9 \cos^{5/4} \varphi + 21{,}2\, n \cos 2\varphi$$

in Celsiusgraden.

Diese Formel stellt die Mitteltemperaturen der Breitekreise bis 75° nördliche Breite vollkommen befriedigend dar. Was aber auch für ihre allgemeinere Bedeutung spricht, ist der Umstand, dass sie auch die Temperatur der südlichen Hemisphäre bis 40° richtig wiedergibt, obgleich ihr nur die Beobachtungen auf der nördlichen Hemisphäre zu Grunde liegen und der Unterschied der in gleicher Breite auf beiden Hemisphären beobachteten mittleren Temperaturen erheblich ist. Darum darf sie als ein genäherter physikalischer Ausdruck der Verteilung der Luftwärme an der Erdoberfläche angesehen werden und verdient selbst in einem kurzen Lehrbuch einer wissenschaftlichen Klimalehre einen Platz.

Wie man leicht sieht, ist auf einer Wasserhemisphäre ($n = 0$) nach dieser Formel die Temperatur des Pols $= -10{,}8^\circ$, die des Aequators gleich $32{,}9 - 10{,}8^\circ$, d. i. gleich $22{,}1^\circ$. Die Temperatur des Pols ist natürlich als eine hypothetische aufzufassen, welche zu erwarten wäre, wenn bis zum Pol allseitig offenes Wasser und keine wärmeausstrahlenden größeren Eismassen vorhanden wären.

Für eine Landhemisphäre ($n = 1$) gibt die Formel als Temperatur des Pols $-10{,}8^\circ - 21{,}2 = -32{,}0$, da $\cos^{5/4} \varphi = 0$ und $\cos 2\varphi = -1$ ist; die Temperatur des Aequators aber ergibt sich gleich $-10{,}8 + 32{,}9 + 21{,}2^\circ = 43{,}3^\circ$. Man sieht, daß der Koeffizient des dritten Gliedes nichts anderes ist als der Unterschied der Temperatur am Aequator auf einer Landhemisphäre und auf einer Wasserhemisphäre.

Für den 45. Breitegrad findet man als mittlere Temperatur $10{,}6^\circ$ auf beiden Hemisphären.

Die Gleichungen, aus welchen Forbes noch auf einem zweiten von der obigen Formel unabhängigen Wege (bloß auf Grund der durch dieselbe konstatierten Thatsache, daß man den Einfluß des Landes auf die mittlere Temperatur eines Parallels der rela-

tiven Erstreckung desselben proportional setzen darf) die mittlere Temperatur der Breitekreise auf einer Land- und Wasserhemisphäre berechnete, sind (es bedeutet W die Temperatur über dem Wasser, L die Temperatur über dem Lande, die Koeffizienten von W und L sind die relative Wasser- und Landbedeckung des Parallels):

	Nördliche Hemisphäre.	Südliche Hemisphäre.
$\varphi = 10^0$	$26{,}7 = 0{,}748\ W + 0{,}252\ L$	$25{,}7 = 0{,}790\ W + 0{,}210\ L$
$\varphi = 20^0$	$25{,}2 = 0{,}682\ W' + 0{,}318\ L'$	$23{,}2 = 0{,}795\ W' + 0{,}205\ L'$
	u. s. w.	u. s. w.

Aus diesen Gleichungen lassen sich die W und L für jeden Breitegrad berechnen. Das Mißliche bei dieser Art der Berechnung ist, daß man dabei aus kleinen Differenzen auf die Temperatur des Landes und Wassers unter gleicher Breite zu schließen genötigt ist.

Für die Temperaturen der Breitekreise sowohl, als für die Erstreckung des Landes unter dem betreffenden Parallel sind nicht die direkt beobachteten Werte eingesetzt, sondern durch eine graphische Konstruktion ausgeglichene Werte, was auch rationeller ist, da die Temperatur unter 10° Breite z. B. auch noch beeinflußt wird von der Ländererstreckung etwas nördlich und südlich von dieser Breite und nicht bloß von der gerade für diesen Parallel abgemessenen Ausdehnung des Landes.

II. Das Höhenklima.

Die zweite Hauptform des tellurisch modifizierten solaren Klimas ist das Klima, welches von den Erhebungen der Erdoberfläche über das Meer abhängt.

Das Klima der Gebirge hat unter allen Zonen gewisse gemeinsame Eigentümlichkeiten, die es von dem Klima der umgebenden Niederungen unterscheiden; oder mit anderen Worten, das Gebirge modifiziert jedes Klima in bestimmter Weise, so daß alle Gebirgsländer gewisse meteorologische Erscheinungen gemein haben. Neben der Verteilung von Wasser und Land ist die Erhebung des Bodens über das Meeresniveau der einflußreichste Faktor, welcher die Verschiedenheiten des Klimas unter gleicher geographischer Breite hervorruft. Darum ist es von Wichtigkeit, jene gemeinsamen meteorologischen Erscheinungen, die wir überall antreffen, wenn wir von den Niederungen allmählich immer höher in einem Gebirge emporsteigen, übersichtlich zusammenzustellen, und damit

auch die gleichförmig wirksamen Ursachen dieser Erscheinungen aufzusuchen.

Die allen Gebirgsländern eigentümlichen meteorologischen Erscheinungen sind:

Abnahme des Luftdruckes. Die Aenderung des Luftdruckes mit der Höhe ist die am regelmäßigsten vor sich gehende meteorologische Erscheinung, so daß, wie schon in der Einleitung hervorgehoben wurde, der Luftdruck für jede Höhe, besonders wenn auch die mittlere Temperatur der Luft bekannt ist, genauer direkt berechnet werden kann, als dies für die Beurteilung des Klimas notwendig ist[1]).

Die nachfolgende Tabelle gibt für einige Höhenintervalle den entsprechenden Luftdruck direkt an, unter der Voraussetzung, daß der Luftdruck am Meeresniveau 762 mm beträgt und die Abnahme der Temperatur mit der Höhe gleichförmig im Verhältnis von 0,5 ° C. für je 100 m erfolgt.

Seehöhe m	Temperatur im Meeresniveau 0°	5°	10°	15°	20°	25°	Luftdruckänderung pro 1°	Höhenänderung pro 1 mm Druckdiff.
	Mittlerer Luftdruck in Millimeter							
0	762	762	762	762	762	762	0,00	10,5
500	716	716	717	718	719	720	0,16	11,1
1000	671	673	675	676	678	679	0,32	11,8
1500	630	632	634	636	639	641	0,44	12,5
2000	590	593	596	599	601	604	0,56	13,4
2500	553	556	559	563	566	569	0,67	14,2
3000	517	521	525	529	532	536	0,76	15,1
3500	484	488	492	497	501	505	0,84	16,1
4000	452	457	461	466	470	475	0,91	17,2
5000	394	399	404	410	415	420	1,02	19,6
6000	343	348	353	359	364	370	1,09	22,5

[1]) Ist h der Höhenunterschied in Meter, t die mittlere Temperatur der Luftsäule von der Höhe h, B der bekannte Barometerstand im unteren Niveau, b der gesuchte Luftdruck an der oberen Station, so ist mit hinlänglicher Genauigkeit:

$$\log b = \log B - \frac{h}{18460\,(1 + 0{,}004\,t}.$$

Den Nenner des letzten Gliedes kann man aus einer Tafel entnehmen, z. B. aus Jelinek, Anleitung zu met. Beob. II. Teil, 1895, S. 47.

Aus dieser Tabelle ersieht man, daß in gleicher Seehöhe in den Tropen, bei uns, oder in noch kühleren Klimaten der mittlere Luftdruck nicht derselbe ist. In einer Höhe von 3000 m z. B. beträgt er unter der Isotherme von 0 ° nur 517 mm, unter der Isotherme von 25 ° aber 536 mm; im Winter Mitteleuropas gleichfalls circa 517 mm, im Sommer dagegen 532 mm. Die Kolumne „Luftdruckänderung pro 1 °" gibt spezieller an, welchen Einfluß eine Aenderung der mittleren Temperatur der Luftsäule um 1 ° C. auf den Barometerstand hat. In einer Seehöhe von 3000 m beträgt derselbe nahezu 0,8 mm. Die letzte Kolumne rechts endlich gibt an, wie hoch man steigen muß, um das Barometer um 1 mm sinken zu sehen. Während diese Höhe am Meeresniveau circa 10 1/2 m beträgt, erreicht sie in 3000 m Höhe schon 15 m [1]).

Die nachfolgenden Daten über den an einigen der höchsten bewohnten Orte herrschenden Luftdruck, denen wir vorausgreifend auch noch die mittlere Jahrestemperatur beigefügt haben, geben spezielle Auskunft darüber, unter welchen Luftdruckverhältnissen noch ständige menschliche Ansiedelungen existieren.

Ort	Breite	Seehöhe m	Luftdruck mm	Jahrestemp. Cels.
S. Bernhard-Hospiz	45° 52′ N.	2478	564	—1,3
Goldbergbau Fleiß [2])	47° 3′ N.	2740	544	—2,1
Sonnblickgipfel . .	47° 3′ N.	3106	520	—6,3
Mexiko	19° 25′ N.	2270	586	16,3
Quito.	0° 14′ S.	2880	546	13,5
Leh (Tibet) . . .	34° 10′ N.	3517	497	5,7
Met. Obs. Pikes Peak [3])	38° 50′ N.	4308	451	—7,1
Dorf S. Vincente [4]) .	21° 5′ S.	4580	436	(3,0)
Kloster Hanle (Tib.) [5])	32° 48′ N.	4610	433	(2,0)

1) Diese Zahlen gelten für eine Luftwärme von 0°; ist dieselbe t°, so muß man dieselben mit 1 + 0,004 t multiplizieren, d. i. pro Grad um 0,4 % erhöhen (oder erniedrigen für Temperaturen unter dem Gefrierpunkt).

2) Jetzt aufgelassener Bergbau in den Tauern (Kärnten), viele Jahre lang ständig bewohntes Berghaus.

3) Colorado, Nordamerika.

4) Bei Portugalete in Bolivia.

5) Im inneren Hochlande von Tibet sollen ständig bewohnte Orte bis über 4900 m vorkommen, und in der bolivianischen Provinz Chichas eine Minenarbeiterkolonie noch bei 5000 m.

Die ständigen menschlichen Wohnsitze reichen also bis zu Höhen, wo der Luftdruck schon nahe bis zur Hälfte des am Meeresniveau herrschenden Druckes herabgesunken ist. An den höchsten bewohnten Orten auf den Plateaus der südamerikanischen Anden bleibt nach Pöppig und Reck die Verminderung des Luftdruckes nicht nur bei dem Ankömmling, sondern auch bei den Einheimischen nicht ohne gewisse unangenehme Wirkungen auf den Organismus.

Die Seehöhe, in welcher die Bergkrankheit (Mal de Montagne, Mountain Sicknes, Puna-Krankheit, Soróche, Chuno) auftritt, wird recht verschieden angegeben, denn sie ist abhängig von individueller Disposition, Gewöhnung, äußeren Bedingungen, namentlich von körperlichen Anstrengungen etc. In den Alpen darf man wohl 3500 bis 4000 m als die Seehöhe ansehen, in welcher die meisten schon unter der Bergkrankheit leiden. Drew sagt, daß in Kaschmir die Bewohner der Seehöhe von 1800 m sie oft schon von 3000 m an verspüren. Die Brüder Schlagintweit nehmen für den Himalaya den Beginn der Bergkrankheit bei 5000 m an, was zugleich die Höhe der höchsten Weideplätze der Schafe ist; Conway's Expedition in den Karakorum empfand dieselbe in 4900—5200 m, Whymper und seine Begleiter auf den Abhängen des Chimborazo in 5100 m. Dies entspricht einem Luftdruck von rund 450—400 mm. Dagegen blieben Wolf und Whymper frei von Bergkrankheit auf dem Gipfel des Cotopaxi in 5960 m, obgleich letzterer eine Nacht in dieser Höhe zubrachte, und selbst auf dem Gipfel des Chimborazo, den Whymper 2mal bestieg (Luftdruck 358 mm) in 6250 m blieb er frei von Bergkrankheit. Graham erreichte im Himalaya nahe 6700 m ohne Atembeschwerden, und ähnliche Ausnahmen kommen nicht selten vor [1]).

Désiré Charnay bemerkt, daß die Indianer, welche Schwefel aus dem Gipfelkrater des Popokatepetl holen,

---

[1]) Schlagintweit, Berl. Zeitschr. für Erdk. 1866; Ed. Whymper, Travels amongst the Great Andes of Ecuador, behandelt ausführlich die Bergkrankheit S. 366—384 und Appendix. Wm. M. Conway, Climbing and Exploration in the Karakorum Himalayas. Scientific Reports, London 1894. Prof. C. F. Ray, Mountain sickness.

also in Höhen zwischen 4—5000 m leben, gesund und stark aussahen, obgleich sie schon 20—30 Jahre dieser Thätigkeit oblagen. Aehnliches sagt auch G. Griffith bezüglich der Arbeiter der Oroyalinie in Peru (Nature Bd. 52, S. 414).

Pöppig und Reck schildern eingehender den Einfluß des verminderten Luftdruckes auf den Organismus in den hochgelegenen Bergstädten der peruanischen und bolivianischen Anden. In Cerro de Pasco, 4300 m, wird jeder Ankömmling sofort von der Bergkrankheit ergriffen. Er hat das Gefühl des Erstickens, es tritt Schlaflosigkeit ein, und mit Mühe zieht er sich an den Häusern empor, wenn die Straße etwas abhängig ist, und sucht an Thüren und Ecken Anhaltspunkte. Die Nachtstunden sind die Zeit wahren Martertums, Anwandlungen von Ohnmacht treten zuweilen ein. Nach 6—7 Tagen erholt sich jeder, der eine gesunde Brust hat, allein die Nachwehen vergehen erst nach Wochen. — Besonders gesteigert wird die Bergkrankheit durch Wind, was auch die Brüder Schlagintweit bestätigen. — Unter dem Einfluß des Windes springt die Haut auf, Blut tritt aus Lippen und Nase, nachts schwellen Gesicht und Hände. Bei öfterem Wiederkehren läßt der Chuno an den Fingern schwarze Furchen zurück, an denen man den Bewohner der höchsten Andengegenden ebenso leicht wieder erkennt, wie den Indier der Waldregion an seiner durch Moskitostiche schwarz punktierten Haut (Pöppig, Reisen I; H. Reck in Pet. Mitt. 1867, S. 243).

Daß die Bergkrankheit nicht bloß eine Folge der Anstrengungen beim Bergsteigen ist, dafür haben wir jetzt viele Beweise. Auch wenn Höhen von circa 4000 m auf Reitpferden oder mittels Eisenbahn erreicht werden, bleibt die Bergkrankheit doch nicht aus. J. Ball, ein geübter Bergwanderer, unterlag derselben in Chicla, dem Endpunkt der Eisenbahn von Lima in 3720 m, die jetzigen Besucher von Pikes Peak (4308 m) mittels der Zahnradbahn klagen gleichfalls über „Mountain Sickness". Janssen, der sich auf den Montblanc tragen ließ, blieb auch nicht frei davon (nach Dr. Sinclair), ebenso unter gleichen Bedingungen Dr. Kronecker und seine Begleiter am Breithorn in 3750 m[1]).

[1]) Abercromby, Seas and Skies, London 1888, S. 406. J. Ball, Notes of a naturalist, London 1887, S. 81; Nature Sept. 14, 1882 u. Revue Scientifique 1895. Abercromby, der Pikes Peak mittels eines Reitpferdes erreichte, litt nicht sogleich bei der Ankunft, sondern erst in der Nacht und am Morgen.

Während man auf Bergen bisher nur bis gegen 7000 m Seehöhe gekommen ist (Schlagintweit am Ibi Gamin-Gipfel bis 6780 m, Luftdruck 339 mm; Conway auf dem Pioneer Peak näher an 7000 m) hat man auf Ballonfahrten 8—9000 m erreicht. Glaisher erreichte am 5. September 1862 etwa 8600 m, Luftdruck 248 mm, in dieser Höhe wurde er ohnmächtig, Berson dagegen erreichte am 4. Dezember 1894 sogar 9100 m, Luftdruck 231 mm, Temperatur —48°. Er erhielt sich wohl und aktiv durch Einatmen von Sauerstoff (das Bedürfnis danach stellte sich ein in 6700 m). Bekannt ist das tragische Geschick der drei Insassen des Ballon Zenith, von denen zwei, Croce Spinelli und Sivel, am 15. April 1875 in einer Seehöhe von circa 8500 m bei 260 mm Druck (Sauerstoff der Atemluft auf $^1/_3$ verdünnt) starben, während Tissandier dem gleichen Geschick mit Not entging, und doch hatten sie Sauerstoff bei sich.

Der Aufenthalt in großen Höhen im Ballon ist ein zu kurzer, als daß die Erscheinungen und Ursachen der Bergkrankheit dabei studiert werden könnten.

Die hauptsächlichsten und konstantesten Symptome der Bergkrankheit sind: Lufthunger mit Angstgefühl, Schwindel und zunehmender Atemnot, Muskelschwäche, rasche Ermüdung, Energielosigkeit, Gleichgültigkeit gegen Umgebung und Gefahren, ferner Nasenbluten, Herzklopfen, Kopfschmerz, zuweilen Ueblichkeit bis zum Erbrechen, Mangel an Eßlust. Die Respiration ist rapid und unregelmäßig, bei größter Steigerung tritt Bewußtlosigkeit und selbst der Tod ein.

Von den älteren Untersuchungen über den Einfluß des verminderten Luftdruckes auf den tierischen Organismus sind namentlich jene von Jourdanet hervorzuheben. Derselbe fand auf der Hochebene von Anahuac die Bevölkerung durchaus nicht so kräftig und lebendig, wie er es nach der Abnahme der Temperatur gegenüber den mexikanischen Niederungen erwartet hätte. Die Bewohner dieser Hochebene haben ein ruhiges, gelassenes, nachdenkliches Temperament, einen gelben oder bleichen Teint, die Muskeln sind schlaff, die Reaktion gegen Krankheiten ist gering. Alle physiologischen Anzeichen deuten auf einen anämischen

---

Bei jenen, die zu Fuß gekommen waren, trat aber die Bergkrankheit sogleich ein. Die Beobachter am Observatorium auf Pikes Peak litten gleichfalls unter der Bergkrankheit und mußten öfter gewechselt werden. Manche konnten sich gar nicht acclimatisieren und mußten den Berg alsbald wieder verlassen.

Zustand. Jourdanet schloß, daß diese Symptome von einer Verminderung des Sauerstoffs im Blut herrührten. Er nennt diesen Zustand Anoxyhémie [1]).

Die Versuche von Paul Bert bestätigten diese Schlüsse. Sie ergaben, daß der Einfluß verminderten Luftdruckes unmerkbar bleibt, bis der Druck des Sauerstoffs um ¼, also der Luftdruck von 760 mm um 190 mm sich vermindert hat, somit nunmehr circa 570 mm beträgt, was in einer Seehöhe von rund 2000 m eintritt. In dieser Seehöhe macht sich der Einfluß der Abnahme des Druckes des Sauerstoffs durch eine geringere Kondensation dieses Gases im Blut bemerkbar mit allen seinen Konsequenzen. Die Ursache der physischen Schwäche der Bewohner großer Höhen wäre daher zu suchen in einer ungenügenden Oxydation des Blutes innerhalb einer verdünnten Luft.

Auch Whymper glaubt eine Abnahme der körperlichen Leistungsfähigkeit an sich und seinen Begleitern auf den Hochebenen von Ecuador konstatieren zu können [2]).

Jourdanet meint, da unterhalb 2000 m dieser Einfluß nicht merkbar ist, die Klimate der Gebirgsländer geradezu unterscheiden zu können in climats de montagne unterhalb 2000 m und climats d'altitude oberhalb dieses Niveaus.

Dr. Egli-Sinclair hat bei einem mehrtägigen Aufenthalt auf dem Montblanc in 4400 m (Observatorium Vallot) die von Jourdanet vermutete Verminderung des Hämoglobingehaltes des Blutes bei sich und seinen Begleitern konstatiert. Alle (darunter der erprobte Bergsteiger Ing. Imfeld) litten die ersten 3 Tage heftig an der Bergkrankheit. Der 3. Tag war der schlechteste. Hierauf wurde der Zustand besser und zugleich nahm der Hämoglobingehalt des Blutes bei allen wieder zu (Jahrb. des S. A. C. XXVII, S. 308).

Viault hat auf dem Pic du Midi (2877 m) und auf den Hochebenen von Peru in 3700 und 4400 m den Zustand des Blutes bei acclimatisierten Menschen und Tieren untersucht. Es zeigte sich ein sehr viel größerer Gehalt des Blutes an Hämoglobin, wodurch dasselbe befähigt wird, genügend Sauerstoff aus der verdünnten Luft aufzunehmen [3]). Die Vermehrung der Blutkörperchen stieg bei Tieren, die aus der Niederung auf die Hochebenen versetzt wurden, im Verhältnis von 4,8 auf 7,0; fast dasselbe Verhältnis fand Müntz bei Kaninchen, die auf den Pic du Midi gebracht worden waren, schon nach 6 Wochen Aufenthalt daselbst

1) Das große Werk von Jourdanet führt den Titel: Influence de la pression de l'air sur la vie de l'homme. Climats d'altitude et climats de montagne. Paris, Masson 1876.

2) l. c. S. 373. Man vergleiche auch die interessante Abhandlung von Bosanquet: Mountain sickness and power and endurance. Philosoph. Mag., Jan. 1893.

3) Sein eigenes Blut enthielt zu Lima 5 Millionen rote Blutkörperchen im Kubikmillimeter, nach einem 14tägigen Aufenthalt in Marococha in 4400 m stieg die Zahl derselben auf 7, und 8 Tage später auf 8 Millionen. Aehnliche Resultate ergab die Blutuntersuchung seiner Begleiter.

(der Eisengehalt im Blut stieg im Verhältnis von 4 : 7). Kommen die Tiere und Menschen wieder in die Niederung, so verlieren sie diesen größeren Hämoglobingehalt des Blutes wieder. Die Bergkrankheit ist also nur die erste Phase des Kampfes des Organismus mit den veränderten Lebensbedingungen (der Luftverdünnung), er hat die Fähigkeit sich bald denselben anzupassen. (Viault u. Muntz in Comptes rendus, Tome CXI, 917; CXII, 295 u. 298, CXIV, 1562.)

Auch Prof. C. F. Ray kommt zu dem Schlusse, daß alle Symptome der Bergkrankheit auf Aphyxie zurückgeführt werden können, auf die Verminderung des Sauerstoffs, der den Geweben zugeführt wird. Der gleiche Erfolg tritt schon früher bei noch minder beschränkter Zufuhr von Sauerstoff ein, wenn ein gesteigerter Bedarf dafür in den Geweben vorhanden ist, wie dies bei Muskelanstrengungen der Fall ist. (Conway, Scientific Results.)

Auffällig ist, daß oft die Beobachtung gemacht wird, daß der Schnee die Tendenz zur Bergkrankheit erhöht, auf schneefreien Stellen in gleicher Höhe tritt letztere nicht so leicht ein. Ray meint, daß namentlich nasser Schnee viel Sauerstoff absorbiert.

Die unregelmäßigen Schwankungen des Luftdruckes nehmen mit der Höhe ab und zwar in gleichem Verhältnis, in welchem der Luftdruck abnimmt. Eine klimatische Bedeutung kommt aber diesem Umstande kaum zu. Es betragen z. B. die mittleren Monatsschwankungen des Luftdruckes auf dem Schafberggipfel (1780 m, also circa die Höhenlage des Oberengadin) im Winter 19 mm, an dessen Fuß zu Ischl (467 m) 25,0; im Sommer oben 12,0, unten 14,4.

Die jahreszeitlichen Aenderungen des Luftdruckes in größeren Höhen sind dadurch charakterisiert, daß der Luftdruck im Winter den niedrigsten, im Sommer den höchsten Stand erreicht. Es ist dies eine Wirkung der Temperaturänderung der atmosphärischen Schichten, wie die Tabelle auf S. 221 zeigt. Die jährliche Schwankung des Luftdruckes wächst deshalb auch mit der Höhe, wie folgende Beispiele ersichtlich machen:

Ort	Seehöhe m	Jahresmittel	Abweichungen davon März	Juli	Diff.
S. Bernhard .	2480	563,9	—4,2	+4,6	8,8
Theodulpaß .	3333	506,2	—4,6	+5,8	10,4
Pikes Peak. .	4308	451,0	—6,7 [1]	+8,2	14,9

[1] Januar.

Die tägliche Schwankung des Barometers ist in Gebirgsthälern mit jener der Niederung im allgemeinen übereinstimmend, das Nachmittagsminimum vertieft sich aber sehr stark. Die südlichen Alpenthäler haben eine fast tropische tägliche Luftdruckschwankung (2 mm und darüber beträgt die Differenz zwischen dem Stand um 7 oder 8^h morgens und jenem am Nachmittage); auf Berggipfeln und Bergabhängen wird das Morgenminimum zum Hauptminimum des Tages, während das nachmittägige Minimum sich stark abschwächt und verspätet.

Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung. Da mit der Erhebung über das Meeresniveau die Luftschichten, welche die Sonnenstrahlung absorbieren, weniger mächtig werden, muß auch die Absorption geringer werden, d. h. die Intensität der Sonnenstrahlung zunehmen. So hat z. B. in Leh, wie aus dem auf S. 222 mitgeteilten Barometerstande hervorgeht, die absorbierende Luftschichte schon um ein Drittel abgenommen. Da zudem der Wasserdampf die Sonnenstrahlung stärker absorbiert als die trockene Luft, und derselbe mit der Höhe rascher abnimmt als der Barometerstand, so wächst auch die Intensität der Insolation noch rascher, als man aus der Abnahme des Luftdrucks allein schließen müßte. Cayley sah am 11. August 1867 zu Leh das Thermometer in der Sonne auf 57,8 ° C. steigen, während die Temperatur im Schatten bloß 23,9 ° war, ein geschwärztes Thermometer in einer luftleer gemachten Glashülle (Solar-Thermometer) stieg sogar auf 101,7 ° C., d. i. fast um 14 ° über den Siedepunkt des Wassers, der in dieser Höhe nur mehr 88 ° C. beträgt. Hooker sah im Himalaya in Höhen zwischen 3000 und 4600 m im Winter[1]) das geschwärzte Thermometer in der Sonne 40—50 ° über die Schattentemperatur steigen, einmal stand es um 9^h a. m. auf 55,5 °, während die gleichzeitige Temperatur des beschatteten Schnees —5,6 ° betrug.

Die große Intensität der Insolation fällt allen Be-

[1]) In der trockenen heiteren Jahreszeit dieser Gegenden.

suchern großer Höhen auf. Direkt nachgewiesen hat sie zuerst Saussure und nach ihm eine ganze Reihe anderer Forscher, namentlich Bravais und Martins, Forbes, Soret, in neuester Zeit namentlich Violle, Langley etc.

Einige neuere relative Messungen von E. Frankland über die Zunahme des Unterschiedes zwischen der Temperatur im Schatten und in der Sonne mit der Seehöhe mögen den Resultaten absoluter Messungen vorausgehen. Die Temperatur in der Sonne ist die eines besonnten Schwarzkugel-Thermometers im Vakuum. Die Sonnenhöhe konstant 60°.

Ort	Seehöhe m	Thermometer im Schatten	Thermometer im Sonne	Differenz
Oatland Park . . .	46	30,0	41,5	11,5
Riffelberg	2570	24,5	45,5	21,0
Hörnli	2890	20,1	48,1	28,0
Gornergrat	3140	14,2	47,0	32,8
Whitby	20	32,2	37,8	5,6
Pontresina	1800	26,5	44,0	17,5
Bernina H. . . .	2330	19,1	46,4	27,3
Diavolezza	2980	6,0	59,5	53,5

Am 16. und 17. August 1875 stellte Violle auf dem Gipfel des Montblanc und bei den Grands-Mulets absolute Messungen der Wärmestrahlung der Sonne an, während gleichzeitig Margottet am Fuße des Bossongletschers mit einem gleichen Apparat dieselben Messungen ausführte.

Die Resultate waren:

	Höhe m	Luftdruck	Dampfspannung	Intensität d. Sonnenstrahlung[1])
Montblanc-Gipfel .	4810	430	1,0	2,39
Grands Mulets . .	3050	533	4,0	2,26
Bossongletscher .	1200	661	5,3	2,02

Es war also die Intensität der Sonnenstrahlung auf dem Montblanc-Gipfel um 15 % größer als am Bosson-

[1]) Wärmeeinheiten auf die Fläche von einem Quadratcentimeter und in Zeit einer Minute.

gletscher, 3600 m tiefer und um 26 % größer als im Niveau von Paris (60 m). Alle diese Daten sind reduziert auf den Zenithstand der Sonne oder die Dicke 1 der atmosphärischen Schichten.

Violle schließt aus seinen Messungen, daß durch den atmosphärischen Wasserdampf eine 5mal größere Wärmemenge absorbiert werde, als durch die trockene Atmosphäre, und daß daher, mit Rücksicht darauf, daß die Masse des Wasserdampfes (im Sommer) etwa nur den 380. Teil der Luftmasse beträgt, der Absorptions-Koeffizient des Wasserdampfes 1900mal größer sei als jener der Luft.

Daß der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre den erheblichsten Einfluß hat auf die Absorption namentlich der weniger brechbaren Strahlen der Sonne (vom Gelb über das Rot hinaus), ist schon von vielen Physikern und Meteorologen teils direkt aus den Beobachtungen abgeleitet, teils erschlossen worden aus dem entsprechenden Verhalten des Wassers gegen diese Strahlengattungen. Langley und Angström haben, wie schon oben S. 122 bemerkt wurde, starke Absorptionsbänder im ultraroten Teile des Spektrums nachgewiesen [1]) und Lecher hat gezeigt, daß auch der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre wegen des starken Absorptionsvermögens dieses Gases trotz der geringen Menge desselben einen erheblichen Einfluß auf die Absorption der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre hat.

Da nun, wie wir später sehen werden, der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mit der Seehöhe sehr rasch abnimmt, viel rascher als der Luftdruck, so wird die rasche Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung mit der Höhe erklärlich. In demselben Maße nimmt aber auch der Betrag der Wärmeausstrahlung zu.

In einem vorläufigen Bericht über die Ergebnisse seiner Expedition auf den Mt. Whitney (August 1881) zum Zweck von Studien über die Absorption der Sonnenstrahlung durch die Erd-

---

[1]) S. auch Röntgen, Versuche über die Absorption der Wärmestrahlung durch Wasserdampf. Wied. Annalen 1884, Bd. XXIII; dann namentlich Paschen, ebenda, 1893 u. 1894, Bd. L, S. 409 u. Bd. LI, S. 1.

atmosphäre erwähnt Langley der außerordentlichen Lufttrockenheit in einer Höhe zwischen 4000 und 4500 m (im Sommerklima von Kalifornien). Alle Luftperspektive fehlte, so daß man den größten Täuschungen über die Entfernungen unterlag. Die Intensität der Sonnenstrahlung auf dem Gipfel des Berges war so groß, daß die Temperatur in einem mit zwei Glasplatten bedeckten Kupfergefäß weit über den Siedepunkt stieg. Gesicht und Hände wurden von der intensiven Strahlung verbrannt, obgleich der Weg nur über Felsen ging. Der Himmel war vollkommen rein und von einem tieferen Violett, als Langley je beobachtet, selbst auf dem Gipfel des Aetna. Auch A. Schuster war erstaunt über die Durchsichtigkeit der Luft auf den Hochebenen von Tibet. Jede Schätzung der Entfernung war unmöglich, man sieht „wie durch ein Vacuum". Der Luftton fehlte fast ganz. Die blaue Farbe des Himmels war von bemerkenswerter Klarheit. Schuster war besonders erstaunt, daß die Rötung der Wolken am Abende fast gänzlich fehlte, und wenn sie eintrat, war sie mehr gelb als rot. Doch erfuhr er, daß in Simla das Abendrot oft und schön gesehen wird am Ende der Regenzeit. Nature 1876, Vol. XIII, 293. Es ist also der Mangel an Wasserdampf und seiner Kondensationsprodukte, welcher diese Erscheinungen erzeugt.

Eine starke Zunahme der Intensität des ultravioletten Teiles der Sonnenstrahlung in großen Höhen wurde von Langley, Abney, O. Simony (auf dem Pic von Teneriffa), sowie von Elster und Geitel konstatiert. Namentlich in den unteren Schichten bis zu 15—2000 m hinauf wird die ultraviolette Strahlung stark geschwächt, in größeren Höhen nur mehr geringer. Elster und Geitel fanden folgende Verhältniszahlen für die Zunahme der ultravioletten Strahlung J mit der Seehöhe.

Ort	Wolfenbüttel	Kolm Saigurn	Sonnblick	Obere Grenze d. Atmosphäre
Höhe	80	1600	3100	—
J.	38	72	94	236

Von der oberen Grenze der Atmosphäre bis zum Sonnblickgipfel in 3100 m gehen 60 % der ultravioletten Strahlung verloren, von da bis Kolm Saigurn in 1600 m wieder 23 %, und in den untersten 1600 m 47 % (Z. 93, S. 41 etc.).

Die große Intensität der Sonnenstrahlung und besonders des ultravioletten Teiles derselben hat einen bedeutenden Einfluß auf die Vegetation in großen Höhen.

Sie ist wohl auch Ursache der starken Wirkung der Sonnenstrahlung daselbst auf die menschliche Haut, die stark gebräunt und verbrannt wird. Dabei wirkt allerdings auch der Reflex der Strahlung von der Schneedecke, sowie die Lufttrockenheit erheblich mit. In Davos bräunen sich die Gesichter im Winter stark. Tyndall bemerkt, er sei niemals stärker verbrannt gewesen, als damals, da er auf einem Leuchtturm mit elektrischem Licht arbeitete (dasselbe ist bekanntlich sehr reich an blauen und ultravioletten Strahlen) (Dr. Rob. L. Bowles, Sunburn on the Alps. London 1890. — Mitt. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1890, S. 78).

Ueber die Zunahme der chemischen Intensität der Sonnenstrahlung mit der Höhe haben schon vor längerer Zeit Bunsen und Roscoe eingehende Untersuchungen und Rechnungen angestellt, deren Hauptresultate in der folgenden kleinen Tabelle enthalten sind.

Die chemische Intensität der Strahlung ist in Prozenten der Intensität derselben an der Grenze der Atmosphäre ausgedrückt. Bunsen und Roscoe berechneten diese letztere zu 35,3 Lichtmeter, d. h. die Strahlung der Sonne wäre hier im stande, in einer Minute bei senkrechtem Einfallen durch eine unbegrenzte Säule eines Gemenges von Chlorgas und Wasserstoff eine Schichte Salzsäure von dieser Dicke zu bilden.

Chemische Intensität der Sonnenstrahlung.

Bei einem Luftdruck von mm	Beiläufige Seehöhe m	Bei einer Sonnenhöhe von 90° in Prozenten des Maximums	70°	50°	30°	10°
750	130	44	42	34	19	1
650	1270	49	47	39	24	2
550	2600	55	53	46	30	3
450	4200	61	59	53	37	6
350	6200	68	67	61	46	10

In einer Seehöhe von 2600 m ist hiernach die chemische Intensität der Sonnenstrahlung (des brechbareren Teiles des Spektrums) schon um 11 % größer als im

Meeresniveau. „Wenn die Sonne nahe senkrecht über Indien steht, ist der Betrag des direkten Sonnenlichtes, das auf die Hochthäler von Tibet fällt, wo noch Getreide kultiviert wird, nahe 1 1/2 mal größer als die Lichtmenge, die auf die Ebenen Hindostans fällt, ja wenn die Sonne 45° hoch steht, ist die chemische Wirkung derselben auf dem Hochland mehr als 2mal größer als auf den Ebenen."

Große Intensität der Sonnenstrahlung an heiteren Tagen ist demnach eine wichtige Eigentümlichkeit des Gebirgsklimas. Damit hängt zusammen eine relativ hohe Bodenwärme, ein mit der Höhe zunehmender Wärmeüberschuß des Bodens gegenüber der Luftwärme. Man beurteilt daher das Gebirgsklima in Bezug auf die Vegetationsverhältnisse und teilweise auch auf das Tierleben unrichtig, wenn man bloß die Wärmeverhältnisse der Luft in Betrachtung zieht. Die folgende Auswahl von Beobachtungsergebnissen liefert hierfür einen Nachweis.

Nach A. v. Kerners Beobachtungen in den Zentralalpen von Tirol[1]) ist die mittlere Differenz zwischen Lufttemperatur und Bodentemperatur in 1000 m 1,5°, in 1300 m 1,7°, in 1600 m 2,4°. Boller findet im Elsaß diese Differenz in Hagenau 145 m 1,0°, Melkerei 930 m 1,3°. Im Sommer steigen die Differenzen auf 2—3°.

Ch. Martins gibt folgenden Vergleich seiner Beobachtungen der Temperatur der Luft und des Bodens auf dem Faulhorn mit jenen zu Brüssel.

Temperatur um 9^h morgens, 10. bis 18. August 1842

Ort	Höhe	Luft	Bodenoberfläche
Faulhorn	2680 m	8,2	16,2
Brüssel	50 „	21,4	20,1

Die Temperatur des Bodens auf dem Faulhorngipfel war also nur um 4° niedriger, als die von Brüssel, während die Luftwärme einen Unterschied von mehr als 13° zeigt. Die mittlere Schattentemperatur der Luft auf dem Faulhorn war 6,7, die der Bodenoberfläche 9,5 und in 1 Decimeter Tiefe 10,0°. Das mittlere Maximum der Luftwärme war 9,0°, das der Bodenoberfläche 19,5°.

[1]) Pflanzenleben I, p. 490.

Nach Beobachtungen vom 21. September bis 4. Oktober 1844 war die mittlere Temperatur der Luft 5,4, die des Bodens aber 11,8° C. Der Faulhorngipfel liegt gerade etwas unterhalb der Schneegrenze, wie die Magdalenenbai auf Spitzbergen (80° 34′ N.), während aber auf ersteren die Bodenwärme viel höher ist als die Lufttemperatur, liegt sie auf Spitzbergen 1° unter der Luftwärme. Der Grund davon ist in der intensiven Insolation auf den Berggipfeln zu suchen.

Im Jahre 1864 hat Martins korrespondierende Beobachtungen der Luft- und Bodenwärme auf dem Gipfel des Pic du Midi 2877 m und zu Bagnères in 551 m (horizontale Entfernung bloß 14½ km) während der drei ganz heiteren Tage des 8., 9. und 10. September ins Werk gesetzt. Die Beobachtung der Bodenwärme wurde in gleicher Weise oben wie unten ausgeführt und hierzu die gleiche Bodenart, nämlich schwarze Modererde aus alten Weidenstämmen, gewählt. Sie ergaben als

	Bagnères	Pic	Differenz
Mittlere Temp. der Luft	22,3	10,1	12,2
Mittlere Temp. des Bodens	36,1	33,8	2,3

Die Temperatur des Bodens in 5 cm Tiefe war zu Bagnères 25,5°, also um 3,2° höher als die Lufttemperatur, auf dem Pic du Midi 17,1°, somit um 7,0° höher als die Luftwärme. Die Erwärmung des Bodens auf dem Pic du Midi war demnach bis zu mehreren Centimeter Tiefe circa 2mal größer als in dem 2326 m tiefer liegenden Bagnères. Die absoluten Maxima der Temperatur waren:

Bagnères 9. Sept. 2^h p. m. Boden 50,3, Luft 27,1,
Pic du Midi 10. Sept. $11^1/_2{}^h$ a. m. Boden 52,3, Luft 13,2.

Da sich der Pic gegen Mittag stets in Wolken hüllte, wurde das Maximum der Bodenwärme schon vor Mittag erreicht und war 2° höher als das zu Bagnères.

Durch hohe Bodenwärme und große Intensität des Lichtes unterscheidet sich das Klima der Gebirge vorteilhaft von jenem der Polargegenden bei gleicher Luftwärme. So kommt es, daß die Kuppe des Faulhorns auf einer Fläche von 4½ Hektaren 131 phanerogame Pflanzen-

arten aufweisen kann, während der ganze Archipel von Spitzbergen deren bloß 93 zählen soll. Die lange Dauer des Tages kann die geringe Intensität der Sonnenstrahlung nicht ersetzen, die Bodenwärme hebt sich nicht über die Luftwärme und die Erde bleibt schon in der Tiefe von einigen Decimetern gefroren.

Die Verdünnung der Luft und die Abnahme des Wasserdampfgehaltes derselben mit der Höhe bedingt aber neben der intensiveren Insolation bei Tag auch eine intensivere Wärmeausstrahlung bei Nacht. Vergleichende Messungen der Wärmestrahlung zu Brienz und auf dem 2110 m höheren Faulhorngipfel mit Pouillets Aktinometer ergaben eine 37 % größere Wärmestrahlung auf letzterem Punkte; ebensolche ausgeführt gleichzeitig zu Chamounix und auf dem Grand Plateau des Montblanc (3930 m) ergaben auf diesem 2880 m höher liegenden Punkt eine beinahe doppelt so starke Wärmeausstrahlung (um 93 % größer). Die Temperatur des Schnees auf dem Grand Plateau sank in den Nächten vom 28. bis 31. August (1844) auf —19,2°, während die Lufttemperatur nur —6,5° betrug (Martins). Pernter fand die nächtliche Wärmeausstrahlung im Februar auf dem Sonnblick in 3100 m 0,20 Kalorien, während sie Maurer zu Zürich 450 m nur zu 0,13 Kalorien fand.

Auch auf dem Pic du Midi waren die Minima der Temperatur der Bodenoberfläche (am 8. und 9. September) um 13,1° niedriger als jene zu Bagnères, während die Maxima oben jenen unten gleichkamen oder sie überschritten. Da also auf Bergen sowohl die Insolation als die Wärmeausstrahlung zugleich erhöht sind, so resultiert daraus eine viel größere Schwankung der Bodenwärme von Tag zur Nacht als in den Niederungen.

Einen großen Einfluß auf den Betrag der Insolation und Bodenwärme hat im Gebirge die Exposition. Die Umgebungen der Pole selbst ausgenommen, wo die Sonne rings um den Horizont herumgeht, gibt es auf jeder Hemisphäre eine besonders begünstigte und eine besonders zurückgesetzte Abdachung in Bezug auf den Betrag der Sonnenstrahlung, den dieselbe empfängt. Auf der nörd-

lichen Hemisphäre sind es die Südhänge, welche vermöge des steileren Einfallens der Strahlen eine stärkere Insolation erhalten, auf der südlichen die Nordhänge. Dazu kommt bei geringerer Sonnenhöhe die längere Dauer der Beschattung der von der Sonne abgewendeten Abhänge, welche den Insolationsüberschuß der südlichen Gehänge (auf unserer Halbkugel) noch vermehrt. In den Aequinoktialgegenden sind Nord- und Südhänge gleich begünstigt, hiergegen haben die Ost- und Westabhänge eine etwas längere Beschattung. Die von Ost nach West streichenden Thäler sind bei gleichen Erhebungswinkeln der Bergwände günstiger daran, als die von Nord nach Süd streichenden, weil letztere einer längeren Beschattung unterliegen als erstere. Um Mittag erhebt sich die Sonne fast überall über die Berge, dazu kommt aber bei den von Ost nach West verlaufenden Thälern auch noch die Morgen- und Abendsonne. Schattenseite und Sonnenseite schaffen im Gebirge große klimatische Gegensätze auf geringe Entfernungen hin. Wenn die Südgehänge im ersten Frühlinge schon saftig grünen, können die Nordhänge noch im tiefen Winter liegen. Im Sommer leuchten die sonnseitigen Abhänge im warmen Gelb der reifenden Getreidefelder, während die Nordhänge in dunkeln Nadelwald gekleidet sind.

Zu den Unterschieden der Insolation der verschiedenen Abdachungen eines Gebirges gesellt sich auch noch die Wirkung der verschieden temperierten Winde, welche im allgemeinen im gleichen Sinne thätig ist, die südlichen Abhänge zu erwärmen, die nördlichen zu erkalten (in unserer Hemisphäre). Es liegen über diesen wichtigen klimatischen Faktor, den Einfluß der Exposition, leider fast keine Messungen vor, welche gestatten würden, den Unterschied der Boden- und Luftwärme je nach der Richtung der Bergabhänge unter verschiedenen Breiten ziffermäßig nachzuweisen.

Eine wertvolle Reihe von Beobachtungen über die Bodentemperatur in verschiedenen Expositionen gegen den Horizont verdanken wir jedoch A. v. Kerner. Dieselben sind 3 Jahre hindurch in 80 cm Tiefe an einem isolierten

Hügel bei Innsbruck in rund 600 m Seehöhe und später auch zu Trins im Gschnitzthale in 1340 m Seehöhe ebenfalls 3 Jahre hindurch ausgeführt und von F. v. Kerner bearbeitet worden [1]). Es stellte sich heraus, daß in beiden Höhenlagen ganz übereinstimmend die höchste Temperatur im Winter der Boden mit SW.-Exposition hat, im Sommer dagegen jener mit SE.- und S.-Exposition. Die mittleren Bodentemperaturen waren:

Bodentemperatur in 80 cm Tiefe.

Exposition	Innthal 600 m			Gschnitzthal 1340 m		
	Winter	Sommer	Jahr	Winter	Sommer	Jahr
N . . .	4,2	15,3*	9,5*	0,6	11,2*	5,1*
NE . .	4,4	17,0	10,6	0,9	11,6	5,5
E . . .	4,0*	18,6	11,3	0,4*	12,6	5,9
SE . .	5,1	**19,7**	12,6	1,5	13,4	7,5
S . . .	5,3	19,3	**12,6**	2,4	**13,4**	**7,8**
SW . .	**6,6**	18,3	12,7	**3,1**	12,9	7,8
W. . .	5,5	18,5	12,2	2,6	12,6	7,4
NW . .	4,5	16,0	10,2	2,0	11,9	6,5
Mittel .	5,0	17,8	11,5	1,7	12,5	6,7
Ampl. .	2,6	4,4	3,2	2,7	2,2	2,7

Die Wanderung des Maximums der Bodentemperatur von SW. im Winter nach SE. im Sommer ist wohl zumeist im täglichen Gange der Bewölkung begründet. Im Winter zerstreut die Sonne die Wolken (namentlich Nebel) und

---

[1]) A. v. Kerner, Wanderungen des Maximums der Bodentemperatur. Z. 71, S. 65. — F. v. Kerner, Die Aenderung der Bodentemperatur mit der Exposition. Sitzungsber. d. Wiener Akad., Mai 1891. Wollny, Untersuchungen über den Einfluß der Exposition auf die Erwärmung des Bodens. Forschungen über Agrikulturphysik I. 1878, S. 263. Derselbe, Unters. über die Feuchtigkeit und Temperatur des Bodens bei verschiedener Neigung u. Exposition desselben. X, 1887, S. 1. u. 345 behandelt auch den täglichen Gang der Wärme in verschiedenen Expositionen. Resultate mit jenen Kerners übereinstimmend: Süd wärmer als Nord, Ost wärmer als Westseite (Unterschied aber geringer) und um so mehr je steiler die Neigung. C. Eser berechnete die Strahlungsintensitäten für die verschiedenen Expositionen. W. VII, 1884. S. 100—118. Eser fand die Verdunstung des Bodens am größten auf der Südseite, dann kommt die Ostseite, dann die West- und Nordseite. Dazu kommt aber in der Natur noch der tägliche Gang der Bewölkung. A. Bühler, Einfluß der Exposition und des Neigungswinkels auf die Temperatur des Bodens. Z. 96, Littb. [22]. Im Waldschatten sind die Unterschiede gering. Unter geschlossenem Kronendach ist die Bodentemperatur 5—10°, an einzelnen Tagen bis zu 16° niedriger als im Freilande.

die Nachmittage sind heiterer als die Vormittage, im Sommer dagegen sind im Gebirge die Vormittage heiterer als die Nachmittage, wo der aufsteigende Luftstrom Bewölkung und selbst Niederschläge mit Gewittern bringt. Die Sonnenscheinregistrierungen haben gezeigt, daß im Gebirge im Winter die Mittagsstunden und ersten Nachmittagsstunden am meisten Sonne haben; gegen den Sommer hin weicht das Maximum der Frequenz des Sonnenscheins auf die Vormittagsstunden zurück, und um 11^h ja selbst um 10^h nimmt die Sonnenscheindauer wieder ab, um zuweilen am späteren Nachmittag wieder ein kleines sekundäres Maximum zu erreichen.

Die höchste Temperatur wird erreicht im Innthal in der Exposition E. 67° S. am 4. September mit 20,8°, im Gschnitzthal in E. 76° S. am 25. August mit 15,0°; die tiefste Temperatur im Innthal in der Exposition N. 7° E. am 5. März mit 3,3°, im Gschnitzthal in N. 13° E. am 23. Februar mit —0,8°, die Jahresschwankung ist 17,5° und 15,8°.

A. v. Kerner führt auf diese Verhältnisse des Ganges der Bodentemperatur das höchste Ansteigen der Rotbuche auf den SE.-Gehängen zurück, wogegen die Fichte in den Nordalpen ihre oberste Grenze gerne an südwestlichen Gehängen findet. Die erste liebt warmen trockenen Boden, die letztere feuchten Boden mit gleichmäßigerer Wärme.

Auf den Bergen Javas ist nach Junghuhn die Westseite (unterhalb 7½ tausend Fuß d. i. der durchschnittlichen oberen Wolkengrenze) viel feuchter und kühler als die Ostseite, weil die Sonne wegen der schon um Mittag regelmäßig eintretenden Wolkendecke dieselbe nicht bescheinen kann. Da in den Tropen der tägliche Gang der Bewölkung, wenigstens während eines Teiles des Jahres, sehr regelmäßig und sehr stark ausgeprägt ist, so wird diese von Junghuhn hervorgehobene Erscheinung wohl nicht auf die Berge Javas beschränkt sein.

Bei Innsbruck beträgt der Unterschied der Bodenwärme zwischen Süd- und Nordhang noch in 0,8 m Tiefe im Sommer über 4° und wird an der Oberfläche erheb-

lich größer sein. Dadurch müssen die oberen Pflanzengrenzen, sowie die Schneelinie auf den Südseiten erheblich höher hinaufrücken, als auf den Nordgehängen. Die großen Verschiedenheiten der Exposition und des Neigungswinkels der Gehänge werden selbst in gleichem Niveau auf geringe Entfernungen hin in den Gebirgsländern große Mannigfaltigkeit des örtlichen Klimas bedingen, schon was Insolation und Luftwärme allein anbelangt. Die Südgehänge sind der Ebene gegenüber wesentlich begünstigt, selbst die niedrig stehende Sonne des Winters vermag dort eine kräftige Erwärmung zu bewirken; die Nordgehänge hingegen stehen weit zurück gegen das ebene Land. Im ganzen ist der durchschnittliche Betrag der Insolation, der auf die Flächeneinheit eines Gebirgslandes entfällt, etwas kleiner, als jener, der derselben Fläche der Ebene zukommt, weil dasselbe Strahlenbündel im Gebirgslande sich über eine größere Fläche verteilt. Hierbei ist allerdings die intensivere Insolation in größeren Höhen nicht berücksichtigt, welche das Resultat wieder zu Gunsten der Gebirgsländer modifiziert.

Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe. Mit der Zunahme der Insolation mit der Höhe steht in scheinbaren Widerspruch die gleichzeitige Abnahme der Luftwärme. Die ersten genaueren Beobachtungen über das Maß derselben bei Erhebung auf Bergen verdankt man dem auf so manchem Gebiete der Physik der Erde bahnbrechenden Forscher H. B. de Saussure. Im Juli 1788 verweilte er 14 Tage auf dem Col du Géant in 3405 m Seehöhe mit meteorologischen und physikalischen Messungen beschäftigt. Die gleichzeitigen Beobachtungen zu Chamounix und Genf ergaben folgende Mitteltemperaturen und Temperaturänderungen mit der Höhe:

			Temp.-Abnahme pro 100 m	Höhendiff. für 1° Temp.-Aender.
Col du Géant	3405	2,5°		
			0,66	150
Chamounix .	1080	17,9°		
			0,54	180
Genf. . . .	400	21,6°		

Die durchschnittliche Wärmeabnahme mit der Höhe war 0,63° für je 100 m. Es zeigt sich ferner in diesen Beobachtungen auch schon der allgemein gültige Satz enthalten, daß bei allmählicher Erhebung in Thälern (oder auf Hochebenen) die Wärmeabnahme langsamer erfolgt (Genf-Chamounix) als bei Erhebung auf einem Berggipfel (Chamounix-Col du Géant).

Die folgende Tabelle gibt einige Beispiele über die durchschnittliche Wärmeabnahme mit der Höhe in verschiedenen Gebirgsländern.

Es liegen überall Jahresmittel der Temperatur diesen Zahlenwerten zu Grunde, ausgenommen der erste und vorletzte Wert in I.

Wärmeänderung pro 100 Meter in Celsius-Graden.

I. Tropische Gebirgsländer.

Anden von Kolumbia und Mexiko (Humboldt)	0,53°
Anden von Südamerika zwischen 11° N. und 5° S. (nach Boussingault)	0,57
Anden von Kolumbia (Hann)	0,51
Anden von Quito (Hann)	0,54
NW-Himalaya (Blanford)	0,56
NW-Himalaya mit Tibet (Hill)	0,51
Mittl. Himalaya (Blanford)	0,52
Nilgiris[1]) (Hann)	0,62
Ceylon[2]) (Hann)	0,65
Java[3]) (Batavia-Pangerango)	0,56
Insel Hongkong	0,57

Als allgemeines Mittel für die Tropen erhält man (Humboldts Angabe mit halbem Gewicht, weil aus wenigen Beobachtungen abgeleitet, und dem schon subtropischen Himalaya bloß das Gewicht 1 beigelegt) 0,56° als Wärmeabnahme für je 100 m.

---

1) Dodabetta 2643, 11,8°; Utakamund 2283, 13,3°; Kotergherri und Wellington 1874, 16,4°; Koimbatur 452, 25,2°; Meeresniveau nach Schlagintweit 28,0° geben die Gleichung

$$t_h = 27,9 - 0,62\,h.$$

2) Newara Eliya 1875, 15,1°; Kandy, Badulla 590, 23,5°; Colombo, Batticaloa, Galle, Ratnapura, Hambantota 16, 27,2° geben die Gleichung

$$t_h = 27,3 - 0,65\,h.$$

3) Korrespondierende stündliche Beobachtungen im Mai zu Batavia und auf dem Gipfel des Pangerango.

II. Aussertropische Gebirge.

Siebengebirge[1]) (Bischof)	0,56
Erzgebirge[1]) (Reich)	0,52
Erzgebirge (Hann)	0,59
Harz (Hann)	0,58
Alpen (Hann, Hirsch, Weilenmann)	0,58
Pyrenäen, Pic du Midi (Hann)	0,55
Mittel- und Süditalien (Lugli)	0,58
Monte Cavo, Rom	0,55
Aetna, Catania	0,58
Siebenbürgen[2]) (Reissenberger)	0,48
Blaue Berge, Neu-Südwales[3]) (Hann)	0,51
Kaukasus und Armenien (Wild)	0,45
Mt. Washington, Newhampshire (Hann)	0,55
Pikes Peak[4]), Colorado (Hann)	0,63
Kalifornien (Colfax, Sumit)[4]) (Hann)	0,75
Ben Nevis	0,67
Bei Christiania 60° N. (Mohn)	0,55

Als allgemeines Mittel für die außertropischen Gegenden bis 60° N. Br. ergibt sich daraus 0,57°, also übereinstimmend mit dem allgemeinen Mittel der Tropen.

Wenn man demnach nur Durchschnittszahlen und Jahresmittel berücksichtigt und von örtlichen Abweichungen absieht, so kann man sagen, daß die Temperaturabnahme mit der Höhe in Gebirgsländern vom Aequator bis gegen 60° N. Br. die gleiche ist, und im Mittel 0,57° für je 100 m beträgt. Aber selbst wenn man die örtlichen Besonderheiten berücksichtigen wollte, so würde sich zwar zeigen, daß in dieser Zahl Schwankungen zwischen 0,5° bis gegen 0,8° vorkommen, dieselben aber keine Beziehung zur geographischen Breite zeigen, so daß eine Abhängigkeit der Wärmeabnahme mit der Höhe von der geographischen Breite nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen geleugnet werden muß.

1) Aus Bodentemperaturbeobachtungen abgeleitet.

2) Hermannstadt gegen zwei Stationen in den Transsylvanischen Alpen, diese liegen südlicher und die Winkelerhebung derselben ist sehr gering, außerdem ist Hermannstadt im Winter lokal zu kalt.

3) Mt. Victoria 1064 m mit Windsor; Bodalla, Albury, Cooma, Kiandra 1414 m.

4) Pikes Peak 4308, −7,1°, Colorado Springs 1830, 8,5°; Denver City 1606, 9,8° geben t_h = 19,9° — 0,63 h.

Da die Hochebene abnorm warm ist, so gibt die Gipfelstation eine sehr rasche Wärmeabnahme — ebenso sind die Thäler Kaliforniens abnorm heiß.

Sehr erheblich ist aber zunächst der Einfluß der verschiedenen Exposition. Die Wärmeabnahme ist (auf unserer Hemisphäre) rascher auf der Südseite, als auf der Nordseite der Gebirge, in den Schweizer Alpen z. B. nach Hirsch auf der Südseite 0,69, auf der Nordseite 0,55°, in den Ostalpen Nordseite 0,51, Südseite 0,60°, Erzgebirge Nordseite 0,55, Südseite 0,63°.

Der Temperaturunterschied zwischen einem Thal und einem aus demselben sich erhebenden Berggipfel ist größer als zwischen zwei benachbarten Thälern, die einen gleichen Höhenunterschied haben. Frei aufsteigende Berge haben auf ihren Höhen eine um so niedrigere Mittelwärme, je isolierter sie sind, und je weniger Masse sie besitzen. Am langsamsten ist die Wärmeabnahme auf plateauartigen Gebirgserhebungen, und ganz besonders auf den allmählich anschwellenden Landrücken von geringer Höhe, welche die Hauptmasse der Kontinente bilden. Hier verschwindet die Wärmeabnahme mit der Höhe bis zu etlichen hundert Meter zuweilen gänzlich, und ist überhaupt dem Maße nach gar nicht genauer zu konstatieren. Es wird dies schon sehr schwer bei langsam abdachenden Gebirgen mit Plateaucharakter. Für die Rauhe Alp fand ich eine Wärmeabnahme von 0,44° für 100 m, Schoder für Württemberg überhaupt 0,50°; Schlagintweit für das Dekhan 0,43°. Auch die Stationen auf der Nord- und Südseite des Kaukasus, bezogen auf einige Paßstationen in diesem Gebirge, geben die sehr langsame Wärmeabnahme 0,45° für 100 m.

Für die allgemeinen kontinentalen Landerhebungen dürfte wohl die Wärmeänderung mit der Höhe näher an 0,4° als an 0,5° liegen.

Vergleicht man die Mitteltemperaturen von Gipfelstationen verschiedener Höhe miteinander oder mit Stationen auf freien Abhängen, so erhält man gut miteinander stimmende Resultate, zugleich aber auch eine viel raschere Wärmeabnahme, welche mit jener in der freien Atmosphäre nahezu übereinstimmt. So gibt der Schafberggipfel (1780 m) mit dem Sonnblickgipfel (3100 m) 0,61, letzterer mit Kolm Saigurn 0,65, Ben Nevis mit Ft. William 0,67,

Pikes Peak mit Colorado Springs 0,64°. Die wahre Wärmeabnahme mit der Höhe kann man deshalb wohl zu 0,65° pro 100 m ansetzen.

Der Grund der Verschiedenheit in der Wärmeabnahme mit der Höhe zwischen Thälern und Berggipfeln gegenüber jener zwischen Abhängen und Gipfeln liegt in der lokalen Erkaltung der Thäler im Winter, namentlich in Klimaten mit einer winterlichen Schneedecke. Dadurch wird die Wärmeabnahme nach oben im Winter sehr langsam und es entsteht eine sehr ausgeprägte jährliche Periode der Wärmeänderung mit der Höhe. Die jährliche Periode der Wärmeänderung mit der Höhe in Mitteleuropa ersieht man aus der folgenden kleinen Tabelle:

		Wärmeabnahme pro 100 m				
	N. Br.	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Harz . .	52 °	0,43	0,67	0,69	0,51	0,58
Erzgebirge	50½	0,43	0,67	0,68	0,58	0,59
Schweiz .	47	0,45	0,67	0,73	0,52	0,58
Ostalpen, und zwar:						
Nordseite .	47,4	0,34	0,60	0,62	0,57	0,51
Südseite .	46,2	0,50	0,66	0,67	0,57	0,60
Kärnten .	46,7	0,26	0,57	0,58	0,42	0,46

Die Wärmeabnahme mit der Höhe ist im Winter viel langsamer als im Sommer, am langsamsten in Kärnten, das mit Rücksicht auf Luftdruck und Windverhältnisse die kontinentalste Lage hat.

Man muß im Winter durchschnittlich um 220 m steigen, damit die Temperatur um 1° C. sinkt, im Frühling um 150 m, im Sommer um 140 m und im Herbst um 190 m; im Jahresmittel um 170 m.

Die langsamste Wärmeabnahme mit der Höhe im Gebirge tritt im Dezember ein, zur Zeit der längsten Nächte (größten Dauer der Wärmeausstrahlung), die rascheste im Frühlinge und Frühsommer, namentlich im Mai und Juni. Woeikof hat spezieller gezeigt, daß dies mit dem Zurückweichen der Schneedecke in höhere Lagen im Frühlinge zusammenhängt. Wenn die Thäler und die Höhen bis zu einem gewissen Niveau schneefrei sind, so wird an der temporären Schneegrenze ein Sprung in der Wärmeabnahme nach oben eintreten; denn

daselbst wird die Sonnenwärme zur Schneeschmelze verbraucht und die Luftwärme kann sich wenig steigern, während unten in tieferen Lagen der Boden und die Luft sich rasch erwärmen. Im April z. B. liegt in Graubünden die untere Schneegrenze bei 1000 m, während Chur (600 m) schon schneefrei ist. Die Temperaturdifferenzen Chur-Churwalden (1210 m) sind im März 4,2° (Schneedecke unten und oben), im April 4,6° (Schneedecke oben), im Mai 4,3° (Schneedecke fehlt unten und oben). Im Juni ist die Schneegrenze bis gegen 2000 m hinaufgerückt, Sils (1810 m) ist schneefrei, der Julierpaß (2240 m) noch nicht, wohl aber schon im Juli. Die Temperaturdifferenzen sind: Mai 2,5° (Schneelage unten und oben), Juni 3,7° (Schneedecke nur oben), Juli 2,6° (Schneedecke fehlt unten und oben). Auf welchen Monat die rascheste Wärmeabnahme fällt, hängt also von der Höhe der oberen Station ab, sie rückt mit zunehmender Seehöhe mehr in den Sommer hinein.

Es hat aber der Frühling und Frühsommer auch aus allgemeineren Ursachen die rascheste Wärmeabnahme, wahrscheinlich auch in der freien Atmosphäre. Der Temperaturunterschied zwischen Schafberggipfel (1780 m) und Sonnblickgipfel (3100 m) ist im Mai am größten (8,9°, Wärmeabnahme 0,67), obgleich beide Stationen zu dieser Zeit eine Schneedecke haben und es zeigt sich hier kein Sprung zur Zeit, wo der Schafberggipfel schneefrei wird.

Ich habe den jährlichen Gang der Wärmeabnahme mit der Höhe in den Ostalpen etwas genauer berechnet und gefunden, daß die langsamste Temperaturänderung nach oben auf den 28. Dezember fällt (0,33° pro 100 m), die rascheste auf den 14. Mai (0,66°).

Die Paßstationen des Kaukasus in rund 2000 m zeigen im Winter eine Wärmeabnahme von 0,30°, im April von 0,57° pro 100 m. Mt. Washington in Nordamerika 44,3° N. 1916 m gibt Winter 0,43, Sommer 0,62°.

Die Beobachtungen bei Christiania ergaben[1]) für die

---

[1]) Z. 74, S. 97.

5 Wintermonate nur eine Wärmeabnahme von 0,18°, für die 5 Sommermonate dagegen 0,88°. Im allgemeinen scheint die Amplitude im jährlichen Gange der Wärmeabnahme mit der Breite zuzunehmen, was ja leicht erklärlich wäre.

Die Temperaturen der Gipfelstationen verglichen untereinander oder mit Temperaturen von Stationen an Bergabhängen, wo keine stagnierende kalte Luftschichte im Winter die Temperaturen lokal herabdrückt, ergeben eine geringe jährliche Variation der Wärmeänderung mit der Höhe und sehr übereinstimmende Werte der letzteren; z. B.

Ben Nevis 56,8 N. 1343 m gegen Ft. William 9 m. Januar 0,59. Mai 0,79. Jahr 0,67.
Sonnblick 47,1 N. 3106 m mit Kolm Saigurn 1600 m und Schmittenhöhe 1950 m. Januar 0,53. Juni 0,75. Jahr 0,65.
Pikes Peak 38,6 N. 4308 m gegen Colorado Springs 1840 m. Januar 0,52. Mai-Juni 0,74. Jahr 0,64.

Die Jahreszeitenmittel aus diesen lokal nicht beeinflußten Werten sind: Winter 0,58°, Frühling 0,71°, Sommer 0,70°, Herbst 0,61°.

In den Tropen und an deren Grenze sind die jahreszeitlichen Aenderungen gering und zumeist abhängig von der Abwechslung der Regenzeiten mit den trockenen Perioden. Die Wärmeabnahme ist im allgemeinen etwas rascher während der Regenzeit, und dies hängt wohl mit der Zunahme der Regenmenge und Bewölkung nach oben zusammen. Viel größer als die jahreszeitlichen Schwankungen sind aber die Unterschiede zwischen der regenreichen und regenärmeren Seite der Gebirge, auf letzterer ist die Wärmeabnahme viel rascher als auf ersterer. Hierfür nur ein Beispiel aus Indien.

Wärmeabnahme mit der Höhe

	Ceylon	Nilgiris
Regenseite des Gebirges (Luvseite)	0,55	0,56
Trockene Seite (Leeseite)	0,80	0,71

Auf der Leeseite (der dem Wind abgewendeten Seite) ist es namentlich der Temperaturgegensatz zwischen der sonnigen, trockenen Niederung und der bewölkten regen-

benetzten Höhe der Gebirge, welche die rasche Wärmeänderung verursacht.

Ein umgekehrter Fall ist folgender. Hill findet für den nordwestlichen Himalaya im Januar eine Wärmeabnahme von 0,76°, dagegen im Juli von nur 0,41°. Diese Anomalie erklärt sich dadurch, daß die im Juli regenreichen Stationen am Südfuß des nordwestlichen Himalaya komparieren mit den trockenen und deshalb im Sommer relativ sehr warmen Stationen im südlichen Tibet, im Winter ist umgekehrt die Niederung zu warm.

In geringerem Maße trifft man ähnliche Erscheinungen auch in außertropischen Gebirgen. Ein zeitweilig eintretender, noch erheblicherer Wärmeunterschied zwischen dem Gebirgskamm und den leewärts liegenden Thälern bei „Föhnwinden“ wird später eingehender behandelt werden.

Die Abhängigkeit der Wärmeabnahme mit der Höhe in unseren Gebirgen von der Bewölkung hat Süring näher untersucht. Die Temperaturabnahme ist bei heiterem Wetter kleiner als bei trübem Wetter, namentlich im Winter; im Jahresmittel beträgt sie: heiter 0,32°, trüb 0,64° pro 100 m; bei klarem Wetter ist am Morgen stets die Tendenz zu einer Temperaturzunahme (sogen. Temperaturumkehr) mit der Höhe vorhanden, die sich im Sommer bis zu 500 m, im Winter viel höher hinauf erstreckt [1]).

Höhenisothermen. Isotherme Fläche von Null Grad. Denkt man sich durch alle Punkte von gleicher Temperatur in einem Gebirgslande Flächen gelegt, so erhält man Isothermflächen und die Schnittlinien derselben mit der Oberfläche des Gebirges liefern die Höhenisothermen, wie sie die Schlagintweit für die Alpen und für den Himalaya gezeichnet haben. Diese isothermen Flächen haben im allgemeinen ihre größte Höhenlage unter dem Aequator und senken sich gegen die Pole hin. Da ferner am Aequator die jährliche Variation der Temperatur fast Null ist, sich aber gegen die Pole hin steigert, so wird das

1) Z. 90 [65].

Gefälle dieser isothermen Flächen gegen die Pole hin im Winter viel steiler sein, als im Sommer. Die jährliche Hebung der isothermen Fläche vom Winter zum Sommer wird mit zunehmender Breite größer, und ist zugleich im Kontinentalklima unter gleicher Breite wieder größer als im Seeklima. Um eine präzisere Vorstellung von diesen Verhältnissen zu gewinnen, wollen wir die jährliche Höhenänderung einer bestimmten isothermen Fläche, und zwar jener von Null Grad etwas näher ins Auge fassen. Wir halten uns dabei an Gebirge, von welchen bis zu großen Höhen Temperaturbeobachtungen vorliegen, so daß die Höhenlage der Temperatur des Gefrierpunktes mit einiger Genauigkeit angegeben werden kann:

Seehöhe der Isotherme von Null Grad.

Gebirge	Anden v. Quito	NW Himalaya	Aetna Sizilien	PikesPeak Colorado	Pic du Midi Pyrenäen	Tauern Ostalpen	Ben Nevis Schottl.
Breite	Aeq.	32°	37,7°	38,6°	42,9°	47,0°	56,8°
Jan.	5100	2800	2300	1150	1350	0	640
Juli	5100	5700	4100	4970	3940	3200	2000
Jahr	5100	4700	3200	3200	2480	2050	1250

Die isotherme Fläche von 0° senkt sich im Winter vom Aequator bis 47° N. Br. um 5100 m, im Sommer bis 57° N. Br. um 3000 m, und erreicht dann auf der nördlichen Hemisphäre nirgends das Meeresniveau (sie dürfte im Circumpolargebiet bei 3—400 m Höhe liegen). Auf der südlichen Halbkugel aber erreicht sie selbst im Sommer schon unter circa 65° S. Br. das Meeresniveau. Der nordwestliche Himalaya hat eine sehr große jährliche Bewegung der Isothermen von fast 3000 m. Interessant ist ein Vergleich des Aetna mit Pikes Peak in nahe gleicher Breite; im Seeklima geringe Variationen der Höhenlage, im Kontinentalklima eine sehr große.

In den Ostalpen, für welche ich die Höhenlage dieser Isotherme durch alle Monate genauer verfolgt habe, erreicht sie ihre tiefste Lage am 7. Januar bei 280 m, ihre höchste am 5. August bei 3550 m. Unterscheidet

man Nord- und Südseite, so findet man sie auf ersterer im Januar bei 80 m, auf letzterer bei 550 m. Im Sommer besteht fast kein Unterschied in der Höhenlage im Norden und Süden. Am raschesten erhebt sich die isotherme Fläche des Gefrierpunktes zu Anfang des Mai und zwar um 22 m pro Tag, sie senkt sich am raschesten Anfang November und zwar um 38 m pro Tag. Das Ansteigen im Frühlinge erfolgt demnach viel langsamer, als das Herabsinken im Herbste [1]).

Aus den Beobachtungen auf dem Sonnblickgipfel kann man mit einiger Sicherheit auch auf die Temperatur des Glocknergipfels in 3800 m schließen. Man findet dessen Wintertemperatur zu —17°, die Sommertemperatur zu —5°, das Jahresmittel zu —11°. Es ist von Interesse zu bemerken, daß die wahrscheinliche Sommerwärme des Glocknergipfels gleich der beobachteten mittleren Wintertemperatur von Kolm Saigurn in 1600 m ist. Es erhebt sich demnach die Isotherme von circa —5° von 1600 m im Winter zu 3800 m im Sommer. Die Julitemperatur des Montblancgipfels in 4810 m hat sich aus Beobachtungen zu —8° ergeben, das Jahresmittel dürfte —14½° sein. Das ist die Temperatur des arktischen Nordamerika unter 70° Br.; eine Hochsommertemperatur von —8° dürfte aber selbst am Südpol an der Erdoberfläche nicht anzutreffen sein. Die Temperatur auf dem Gipfel des Chimborazo in 6300 m darf man auf —6½° schätzen [2]), d. i. die Jahrestemperatur des Sonnblickgipfels in 3100 m unter 47° N. Br. Die isotherme Fläche von —6° (im Jahresmittel) senkt sich also um 3200 m vom Aequator bis 47° und erreicht in den Meridianen von Mitteleuropa die Erdoberfläche etwa unter 76° (in NE-Rußland schon unter 68° N. Br.).

Whymper beobachtete auf dem Chimborazogipfel im Januar —6,1°, im Juli —8,1°, auf dem Gipfel des Cotopaxi (5960 m) —8,4°, aber Wolf nur —2,0°. H. Meyer traf im Juli auf dem Kilimandscharo in 4000—5000 m nachts bei heftigem NW eine Temperatur von —11° bis —14°, bei Tag über dem Gefrierpunkt.

Die tiefsten auf Berggipfeln beobachteten Temperaturen sind: Sonnblick 3100 m innerhalb 8 Wintern —34,6°, Pic du Midi 2860 m innerhalb 15 Wintern —34,8°, Montblanc Winter 1894/95 —43°, Ararat 5100 m in zwei Wintern —50° und —40° (letztere drei abgelesen an zurückgelassenen Minimum-Thermometern).

Anomalieen der vertikalen Temperaturverteilung im Gebirge. Während heiterer Nächte sowie im Winter der

---

1) Hann, Die Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer. Sitzungsber. d. Wien. Akad., Juni 1884.

2) Hann, Klima von Quito. Berl. Zeitschr. f. Erdk. 1893, S. 122.

mittleren und höheren Breiten beobachtet man bei windstiller Witterung, daß die Thäler kälter sind als die Abhänge und Kuppen der einschließenden Berge bis zu einer gewissen Höhe.

An verschiedenen Orten ausgeführte Beobachtungen haben konstatiert, daß auch in der freien Atmosphäre, also über einer Ebene, die Temperatur während heiterer, windstiller Nächte mit der Höhe zunimmt, und zwar das ganze Jahr hindurch, namentlich aber im Winter, wenn der Boden mit Schnee bedeckt ist. Diese Zunahme der Temperatur mit der Höhe erstreckt sich wenigstens bis zu Höhen von 300 m und ist in den unteren Schichten rasch, in den höheren langsamer. Ch. Martins fand zu Montpellier diese Wärmezunahme nach oben in heiteren Nächten durchschnittlich etwa 1^0 pro 10 m, sie betrug aber in den untersten Schichten durchschnittlich $0{,}7^0$ pro 2 m, in einzelnen Fällen aber noch mehr, und es kann deshalb bei größeren Bäumen von 6 m Höhe und darüber die Temperaturdifferenz zwischen Krone und Boden leicht 2^0 überschreiten.

Daraus erklärt sich, wie in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben können, während die unteren Zweige, sowie die Gesträuche erfrieren.

Bei bedecktem Himmel und lebhaftem Wind tritt diese Erscheinung nur ganz schwach oder gar nicht ein.

Die stündlichen Beobachtungen auf dem Eiffelturm (300 m) haben das ganze Jahr hindurch von Mitternacht bis 4^h a. m. eine Wärmezunahme mit der Höhe ergeben, die im Herbst am größten, im Frühling am kleinsten war (nachmittags, von Mittag bis 4^h p. m., war dagegen die Wärmeabnahme nach oben sehr rasch). Dasselbe Resultat haben schon die älteren Beobachtungen auf der großen Pagode im Kew-Garten ergeben, die in 39 m über dem Boden angestellt worden sind. Im Jahresmittel waren die mittleren Temperaturminima oben um $0{,}3^0$ höher, die mittleren Temperaturmaxima um $0{,}6^0$ (im Sommer um 1^0) niedriger. An ganz klaren Tagen waren die Differenzen gegen die unterste Station:

	9h morg.	3h mitt.	9h abends	Mittel (9,9)
Winter	0,3	—0,2	0,5	0,4
Sommer	—0,1	—0,7	0,3	0,1

Es war also bei klarem Himmel im Winter in 39 m um 0,4° wärmer als unten; bei Nebel, Winter wie Sommer, sogar um mehr als 1° wärmer[1]).

Es liegt nahe, daß die Ursache dieser anomalen vertikalen Temperaturverteilung in der nächtlichen Wärmeausstrahlung des Erdbodens zu suchen ist. Die daraus hervorgehende Erkaltung des Bodens teilt sich auch den demselben auf- und überlagernden Luftschichten mit, und da zudem die kalte Luft schwerer ist als warme, so kommen die kältesten Luftschichten bei Windstille zunächst dem Erdboden zu liegen. Die höheren Schichten erkalten wenig, da die Wärmestrahlung der Luft selbst viel geringer ist als jene des Erdbodens und der ihn etwa bedeckenden Vegetation[2]).

In diesem Verhältnisse liegt nun allerdings direkt noch keine Erklärung der nächtlichen Temperaturzunahme vom Thal gegen die einschließenden Bergabhänge und Hügelkuppen, denn die vorhin geschilderte Wärmezunahme über dem durch Strahlung erkalteten Erdboden reicht einerseits nicht so hoch hinauf, wie vom Thal zum Berg, andererseits erkalten ja auch die Abhänge und die Kuppen der Berge ebenfalls durch Wärmeausstrahlung, und wie man meinen sollte, noch stärker als der Thalboden, da ja, wie wir früher bemerkt haben, die Wärmestrahlung mit der Höhe zunimmt. Die Ursache ist aber doch bei beiden Erscheinungen dieselbe, nämlich die nächtliche Wärmeausstrahlung und die Schichtung der verschieden temperierten Luftmassen nach ihrem spezifischen Gewicht, die kältesten zu unterst, solange die Ruhe der Luft diese Schichtung begünstigt.

Betrachten wir zunächst die nächtliche Wärme-

---

[1]) Angot, Comptes rendus, Tome CXV, 1892. Scott, Quarterly Weather Report 1881, App. III u. Z. 83, S. 395. An gleicher Stelle finden sich die Resultate einer wertvollen Beobachtungsreihe von Symons. S. a. Carlier, Z. 79, S. 30.

[2]) Man vergleiche auch die höchst interessanten Ergebnisse zweier nächtlicher Ballonfahrten im Sommer von München aus. Finsterwalder und Sohncke in Met. Zeitschr. 1894, S. 361 und namentlich S. 374.

zunahme bis zu einigen hundert Meter, wie sie sich in heiteren, windstillen Nächten das ganze Jahr hindurch in hügeligem oder gebirgigem Terrain einstellt.

Wells hat die Behauptung aufgestellt, daß die Wärmeausstrahlung in Thälern größer sei als in der freien Ebene; eine Behauptung, die öfter in Zweifel gezogen worden ist. Koosen (in Weesenstein bei Dresden) hat an seinem von 100—200 Fuß hohen Bergen umschlossenen Wohnort deshalb spezielle Beobachtungen darüber angestellt und die Richtigkeit der Beobachtungen von Wells bestätigt (Pogg. Ann. 1862, CXVII, S. 611). Die Ausstrahlung in windstillen und klaren Nächten war in der Thalebene bedeutend größer als auf der darüber gelegenen Hochebene; der Temperaturunterschied nahe am Boden befindlicher Gegenstände wie auch der Luft selbst bis zu einer gewissen Höhe betrug oft 4—5° C., um welchen Betrag die Hochebene wärmer war. Am 23. September (1862) morgens zeigte z. B. das Minimum-Thermometer in einer Höhe von 20 Fuß über dem Erdboden —2,5° C., und Hortensien, Fuchsien, Canna, Caladium, Araucaria excelsa waren in Blüte und Laub erfroren, selbst das Weinlaub und die jungen Triebe von Akazien und Rosen hatten sehr gelitten, während auf der Hochebene 100—200 Fuß über dem Thale keine Pflanze, selbst nicht die Georgine, gelitten hatte.

Bei Erklärung dieser Erscheinung, die im Frühling, namentlich aber im Herbst am auffallendsten hervortritt, muß man berücksichtigen, daß die Wärmeausstrahlung in den Thälern schon um 1—2 Stunden früher beginnt als auf der Hochebene und am Morgen um ebensoviel länger dauert. Wenn man an einem Sommerabend kurz nach Sonnenuntergang aus einem Thale die Hochebene hinansteigt, findet man dort schon alle Pflanzen mit Tau bedeckt, während sie auf der Höhe noch vollkommen trocken sind. Die relative Stärke der Ausstrahlung dagegen ist höchst wahrscheinlich im Thale nahe dieselbe wie auf der Hochebene, weil die Strahlung gegen das Zenith am kräftigsten ist, gegen den Horizont hin aber rasch abnimmt. Dazu kommt noch, daß in den Thalbecken die Luftströmung viel häufiger ganz fehlt als in der Ebene oder auf der freien Hochebene, bewegte Luft gleicht aber in hohem Maße die durch die nächtliche Ausstrahlung hervorgebrachten Temperaturunterschiede aus und macht sie unschädlich.

Es ist auch nicht zu übersehen, daß von den Abhängen die durch die Wärmestrahlung des Bodens erkalteten Luftschichten gegen das Thal hin abfließen und sich dort ansammeln, während die Luft des Abhangs durch Zufluß wärmerer Luft beständig erneut wird.

In der kalten stagnierenden Luft der Thalsohle kondensiert sich der atmosphärische Wasserdampf häufig zu dünnen Nebelschichten. Wenn man an einem warmen ruhigen Sommerabend

in ein vegetationsreiches Thal hinabsteigt, so bezeugt schon das zunehmende Gefühl feuchter Kühle ohne thermometrische Beobachtungen die geschilderte Temperaturverteilung.

Den Bergabhängen und Hügelkuppen kommt demnach die klimatische Begünstigung geringerer Nachtkälte zu, was sich auch bei der Kultur empfindlicherer Nutzpflanzen sehr bemerklich macht. Gegen die Polargrenzen ihres Verbreitungsbezirkes hin genießen dieselben an Abhängen eine größere Immunität gegen Frostschäden, als in den Thalsohlen. In der Provinz San Paulo in Brasilien (20—25° S. Br., 5—800 m Seehöhe) werden die Kaffeepflanzungen nur auf den Hügeln, nie in den Thalmulden angelegt, denn der Frost kommt nur in den Niederungen zwischen den Hügeln, auf den Hügeln selbst dagegen sehr selten vor.

Wohnsitze auf Abhängen oder auf Hügelkuppen haben nicht allein den Vorzug geringerer Feuchtigkeit, sondern auch jenen einer milderen Nachttemperatur.

Von Pisino (Istrien) sagt der met. Beob. C. Pammer: Die Stadt liegt in einem Kessel, in dem der Wildbach Foiba in einer Höhle verschwindet. Dieser Thalkessel ist in windstillen Nächten fast immer mit Nebel gefüllt; daher rühren auch die hohen Feuchtigkeitsgrade.

Die Temperaturverhältnisse des Stadtgebietes selbst gestatten das Gedeihen der Oel- und Feigenbäume nicht mehr. Wohl aber kommen diese Bäume überall auf den die Stadt umgrenzenden Höhen vor, welche sich etwa 100—200 m über dieselbe erheben. Dort muß also die Temperatur eine merklich höhere sein.

Auch A. v. Kerner bemerkt, daß die Vegetation am Grunde der großen Dolinen des Karstes auf eine niedrigere Temperatur gegenüber der Umgebung schließen läßt.

Eine höchst charakteristische Schilderung der von dem Relief des Landes abhängenden Frostzonen in den Alleghany Mts. gibt S. Mc. Dowell (Franklin, NC. circa 35,2° N, 83,3° W). Wenn im März-April mildes Frühlingswetter mit einigen Regentagen endet, so folgt die Aufheiterung mit kalten NW-Winden, wobei der Himmel ein tiefes Indigoblau annimmt. Sowie der Wind sich bei Nacht legt, bildet sich am Morgen starker Reif, die Vegetation und alle Fruchtgewächse werden getötet, die vorhin grüne Landschaft erscheint geschwärzt und traurig.

Unter diesen Umständen zeigt sich das schöne Phänomen der grünen Zone oder des Wärmegürtels (thermal belt) an unseren Bergabhängen. Es beginnt etwa 100 m über der Thalsohle und

folgt derselben in gleicher Höhe längs ihrer ganzen Erstreckung, gleich einem breiten grünen Bande auf einem schwarzen Grund. Die Breite dieses Bandes beträgt 120 m oder weniger, je nach der mehr oder minder steilen Erhebung der Bergseiten. Die Vegetation jeder Art bleibt innerhalb dieser Zone vom Frost unberührt und so weit geht der schützende Einfluß, daß die zartesten Fruchtgattungen durch 26 sich folgende Jahrgänge dort nie eine Ernte versagten. Die Abgrenzungslinie dieses Gürtels ist oft so scharf gezogen, daß die eine Hälfte eines Busches getötet sein kann, während die andere nicht mehr gelitten hat.

Diese frostfreie Zone variiert in der Höhe nach den verschiedenen Thälern. In Macon Co. N.C. z. B., welches von dem schönen Thal des kleinen Tennessee R. durchzogen wird und 600 m über dem Meere liegt, reicht der Frost, wenn das Thermometer auf $-3\frac{1}{2}^{0}$ herabgeht, bis zu circa 100 m. Ein kleiner Fluß, der seinen Ursprung 580 m höher auf einem kleinen Plateau nimmt, fließt durch drei kurze Thalflächen, bevor er unser Thal erreicht. Jede dieser Thalstufen hat ihren eigenen „Wärmegürtel“, welcher an den sie einschließenden Berghängen hinzieht, und in jedem dieser Thäler wird mit zunehmender Höhe die Frostzone weniger mächtig, so daß in dem höchsten derselben die „grüne Zone“ schon in 30 m über dem Niveau des kleinen Plateaus sich einstellt, das in circa 1200 m Seehöhe einen schönen ebenen Thalgrund bildet[1]).

Ein ähnlicher warmer Gürtel findet sich an den östlichen Abhängen der Tryon Mountains in Polk Co. N.C. Die Temperaturunterschiede zwischen Kamm und Fuß dieser Berge und der mittleren warmen Zone sind so groß, daß sie schon ohne Beihilfe eines Thermometers auffallen. Sie betragen in den Sommernächten $3-6^{0}$, in den Winternächten $8-11^{0}$ C. (Thermal belts. Americ. Met. Journ. Vol. I, p. 213).

Man meinte früher, daß die östlichen Ufer des Michigansees die einzige Gegend in Michigan seien, wo Pfirsiche gezogen werden können. Später fand man im Südosten des Staates gleichfalls eine solche Gegend, eine Wärmezone auf den Abhängen und Höhen zweier Hügelzüge, die Mulde zwischen ihnen bildet eine Kälteinsel. Es ist dies ein mäßig erhöhtes Terrain mit gutem Abfluß der schweren kalten Luft; die Obstzüchter kennen diese Eigenschaft unter dem Namen „Luftdrainage“. In der Mulde zwischen den Höhenzügen erwacht die Vegetation später, die Früchte werden später reif, die Spätfröste sind strenger und ebenso die Kälteextreme des Winters (Americ. Met. Journ. Vol. I, p. 467).

Es wird öfter die Beobachtung gemacht, daß auf Abhängen und Höhen die Temperatur in den ersten Abendstunden zwar rasch sinkt, dann aber nicht mehr, ja sogar zuweilen um oder nach Mitternacht wieder steigt. Die Temperaturregistrierungen zu

---

[1]) Man vergleiche besonders A. v. Kerner in Z. 76, S. 3.

Kolm Saigurn haben dies öfter nachgewiesen. Aehnliches bemerkte Helm Clayton auf dem Blue Hill während einer sommerlichen Anticyklone bei heiterem Himmel und trockener Luft (15.—23. Aug. 1886). Die Temperatur stieg während der Nacht vom 22./23. kontinuierlich und war am Sonnenaufgang höher als abends, unten sank sie kontinuierlich bis S.A. und war dann 6° niedriger als oben. Science VIII, 1886, S. 233 u. 281. S. a. über Hügelklima: Observ. upon Climate of Crowborough Hill, Sussex 1885. Symons, Monthly Met. Mag. Jan. 1878, warme Nächte im Hochlande von Hampshire.

Die Forstmänner im Thüringer Walde sprechen von „Frostlöchern". Ebenso kommen im Rheinthale die Fröste gerne lokal in niedrigen Lagen vor.

Besonders auffallend tritt aber die geringere Kälte der Abhänge und Kuppen gegenüber der Thalsohle hervor während stärkerer Kälteperioden des Winters. Die mittleren Winterminima sogar sind in den Thälern tiefer als in benachbarten höheren Lagen, von denen die kalte Luft frei abfließen kann. In den Alpen sind jene Thäler am kältesten, welche nach Westen hin gegen die häufigeren, stärkeren und wärmeren Luftströmungen gedeckt sind und so eine ungestörte Ansammlung der durch Wärmeausstrahlung erkalteten Luftmassen begünstigen. In solchen Thälern nimmt selbst durchschnittlich zu Anfang oder noch um die Mitte des Winters die Temperatur mit der Höhe zu. Man muß dabei im Auge behalten, daß die Winterkälte nicht zumeist durch kalte Winde aus Nord oder Nordost zu uns kommt, sondern durch die Wärmeausstrahlung während der langen Nächte bei heiterem Himmel, namentlich über schneebedecktem Boden an Ort und Stelle entsteht. Die Erkaltung der Luftmassen schreitet normal von unten nach oben fort, und die kalten Schichten sind anfangs ganz seicht.

Daher ist die Verteilung der Winterkälte in hohem Grade von allen Umständen abhängig, welche die Wärmeausstrahlung und die ungehinderte Ansammlung der kalten Luftschichten beeinflussen.

So hat Bevers im Hochthale des oberen Engadin eine Januartemperatur von —10,4° in 1715 m, steigt man aber zum Julierpaß hinauf zu 2244 m, so findet man dort ein Januarmittel von —8,8°, und auf dem Rigi-

Kulm 1784 m, fast in gleicher Höhe mit Bevers, hat der Januar nur —5,1°. Die respektiven mittleren Winterminima der genannten Orte zeigen dasselbe Verhältnis: Bevers — 26,9°, Julier —23,9°, Rigi-Kulm —18,9°. Grächen (1632 m), im oberen Wallis an einem Bergabhang gelegen, hat —4,4° im Mittel des Januar, Davos, in einer Thallage, gleich hoch (1650) —7,3°, die mittleren Winterminima sind —17,3° und —24,7° [1]). In den Thalbecken von Kärnten ist die Wärmezunahme mit der Höhe im Winter so populär, daß sie zu dem Sprichworte Veranlassung gab: „Steigt man im Winter um einen Stock, so wird es wärmer um einen Rock."

Die mittleren Lagen sind die wärmsten, aber selbst in 2000 m Seehöhe ist die mittlere Temperatur noch höher als über der Sohle der Thäler. Das mittlere Jahresminimum von Klagenfurt 440 m ist —21,7°, zu St. Paul (Lavantthal) 390 m gleichfalls —21,7°, hingegen zu Hüttenberg 780 m —14,8°, Lölling 1100 m —14,7° (diese Orte liegen am Westabhange der Saualpe); zu Tröpolach 590 m —24,1°, auf dem Obir 2040 m nur —21,0°.

Es entwickeln sich im Winter während des heiteren, windstillen Wetters, welches die Barometermaxima begleitet, über der ganzen Oberfläche des Alpenlandes, Systeme langsam abfließender kalter Luftströmungen. Die Richtung und Stärke derselben folgt den Unebenheiten des Bodens, und gleich Wasserläufen haben sie das Bestreben, sich in den Schluchten und Thälern zu vereinigen und gegen die Hauptthäler zu konvergieren, in welchen sie dann wie Flüsse in ihren Betten sich weiter abwärts bewegen. Da die derart von allen Abhängen abfließende Luft durch andere ersetzt werden muß, so erhalten die Berggipfel und Abhänge dafür Luft aus größeren Höhen, welche an sich wärmer ist als die am Boden erkaltete Luft und sich zudem beim Herabsinken erwärmt. Denn es ist ein allgemein gültiges Gesetz, daß Luft, die von einem niedrigeren zu höherem Luftdruck ohne äußere Abkühlung herabsinkt, sich erwärmt (wie dies durch

---

1) Alle diese Temperaturen beziehen sich auf die gleiche Periode 1864 bis 1871, sind also nicht als Normalmittel zu betrachten.

künstliche Kompression im pneumatischen Feuerzeug in auffallender Weise geschieht)[1]. So kommt es, daß zuweilen längere Zeit auf Berghöhen mitten im Winter eine auffallende Wärme herrscht, während die Thäler starken Frost haben. Gleichzeitig damit bedeckt meistens eine mehrere hundert Meter dicke Nebelschichte Thäler wie Niederungen, ein Effekt der starken Erkaltung der untersten Luftschichten. Dagegen ist die Luft auf den Abhängen und Berggipfeln sehr trocken. Die Kälte ist dabei an kein bestimmtes Niveau gebunden, sondern alle Thalbecken sind kalt, die Abhänge und Gipfel warm[2].

Die Jahreszeit, welche zur Entwickelung dieser Erscheinung die günstigste ist, ist die der längsten Nächte, also vornehmlich November, Dezember und erste Hälfte des Januar.

Die Ostalpen bieten zahlreiche Beispiele für die Abnahme der Winterkälte mit der Höhe, namentlich wenn die oberen Stationen auf Bergabhängen liegen. Da gleichzeitig die Sommerwärme abnimmt, wird das Klima gemäßigter mit der zunehmenden Höhe. Das bei Bruneck in das Pusterthal einmündende Ahrnthal zeigt dies recht schön:

Ort	Höhe	Januar	Juli	Differenz
Bruneck . .	825	—6,8	18,1	24,9
Steinhaus . .	1050	—5,8	15,9	21,7
S. Peter . .	1360	—4,6	14,7	19,3
Prettau. . .	1440	—5,6	13,1	18,7

Toblach, 1252 m, auf einem sehr flachen Schuttkegel mit guter Drainage der kalten Luft, hat im Januar —7,3, im Winter —6,1°, das nur 80 m tiefer in einer Mulde gelegene Gratsch (1175 m) hat im Januar —9,4, im Winter —7,8°, ist also um 2° kälter. Am auffallendsten tritt die Wärmezunahme mit der Höhe in Kärnten auf. Gehen wir z. B. von Klagenfurt aus und an den westlichen Ab-

---

1) Wir werden auf dieses Gesetz noch näher zurückkommen.

2) Man sehe die interessanten und wichtigen Beobachtungen, welche A. v. Kerner während einer solchen Umkehrung der Wärmeabnahme mit der Höhe in Innsbruck und Umgebung veranstaltet hat. Z. 76, S. 1. Die Entstehung relativ hoher Lufttemperatur in der Mittelhöhe der Thalbecken der Alpen im Spätherbste und Winter.

hängen der großen Saualpe im Görschitzthal aufwärts, so finden wir folgende Verteilung der Wintertemperaturen:

Ort	Höhe	Januar	Winter
Klagenfurt . . .	440	—6,2	—4,6
Eberstein	570	—4,2	—3,3
Hüttenberg . . .	780	—3,1	—2,3
Lölling, Thal . .	840	—2,5	—1,6
Lölling, Berghaus.	1100	—1,9	—1,3
Stelzing	1410	—3,7	—3,2

Das Berghaus Lölling auf der südlichen Abdachung des Hüttenberger Erzberges hat eine außerordentlich milde Wintertemperatur, milder als die von Graz, 750 m tiefer. Der Januar ist 1,5° wärmer als der von Graz und um 4,3° wärmer als der von Klagenfurt. Das auf dem westlichen Gehänge der Koralpe gelegene Kamp in 1180 m Seehöhe hat eine fast ebenso hohe Wintertemperatur: —1,9, Januar —2,2°; während St. Andrä unten im Lavantthal —4,6 und —6,1° hat. Reduziert man die Januartemperatur in rund 1000 m Seehöhe an den westlichen Abhängen der Kor- und Saualpe auf das Meeresniveau, so erhält man 2,5°, während die Thalsohlen in 400 m —4,4° geben, es sind also die Abhänge um 7° wärmer.

Daß die abnorme Kälte der Thalsohlen durch nächtliche Wärmeausstrahlung entsteht und die milde Temperatur der mittleren Gehänge der Gebirge ein Effekt der von oben herabsinkenden und sich dabei erwärmenden Luft ist, nicht aber etwa eine Folge der günstigeren Besonnungsverhältnisse derselben, wie man oft meint, geht daraus hervor, daß der Temperaturunterschied zwischen Bergabhang und Thalsohle am größten ist zur Nachtzeit, wenn die Sonne unter dem Horizont. Der Temperaturunterschied zwischen Lölling Berghaus und Klagenfurt (660 m tiefer) war im Mittel von 6 Wintern morgens um 6^h, wo die Sonne noch gar nicht aufgegangen, 3,9°, um 2^h nachmittags aber bloß 2,3°; die Wärmezunahme nach oben war also am Ende der Nacht 0,59° pro 100 m, unter dem Einfluß der Mittagssonne dagegen bloß 0,35°. Dabei ist die Luft in Lölling abends und morgens trocken, mittags feuchter, was gleichfalls für eine Erwärmung der

an den Berghängen herabsinkenden Luft spricht zur Zeit, wo unten die Kälte am größten ist.

Selbst in Südtirol, im Etschthal zwischen Bozen und Ala beobachtet man in kalten Wintern eine Wärmezunahme mit der Höhe, einen See kalter Luft, der durch die Veroneser Klause keinen genügenden Abfluß findet [1]).

In den letzteren Jahren hat sich während der langandauernden Barometermaxima über Mitteleuropa im Dezember 1879, Januar 1880, dann Januar und Februar 1881 die Wärmezunahme mit der Höhe im ganzen Alpengebiete und selbst im deutschen Mittelgebirge in auffallendster Weise eingestellt.

Einige Beispiele mögen dies erläutern.

Mittlere Temperatur des Dezember 1879 in Kärnten.

Seehöhe . . .	450	580	830	1200	2040 m
Temperatur C. .	—13,3	—10,4	— 8,8	— 6,9	— 9,4
Minimum . .	—25,6	—21,1	—19,3	—18,5	—24,4

Am größten war die Wärmezunahme nach oben, während das Zentrum des Barometermaximums über dem Alpengebiete selbst lag, d. i. während der 13 Tage vom 16. bis 28. Dezember. Die mittlere Temperatur dieser Periode war:

	Seehöhe	7h	2h	9h	Mittel	Mittlere Bewölkg.
Klagenfurt	440	—19,1	—13,0	—16,4	—16,2	3,2
Obirgipfel	2040	— 5,9	— 1,2	— 5,5	— 4,5	1,7
Ischl . .	467	—13,7	— 7,3	—13,0	—11,8	1,6
Schafberg	1776	— 0,1	0,6	— 1,3	— 0,5	0,7

Während in Klagenfurt eine wahrhaft sibirische Kälte herrschte, war die Temperatur am Obir mild und

[1]) Die vertikale Temperaturschichtung während einer Periode hohen Luftdruckes und heiterer Witterung im Pinzgau habe ich eingehender dargestellt für den Januar 1867. Die mittlere Temperatur in 850 m war damals —8,3, sie nahm von da (von den Thalsohlen aus) zu, anfänglich um 0,9 pro 100 m bis 1700 m Seehöhe, erst in 2520 m war sie wieder —8,3 und nahm dann weiter ab, eine Schichte von 1680 m Mächtigkeit war wärmer als die Thalsohle. (Beob. auf dem Sonnblick. Sitz. d. Wiener Akad. Jan. 1888.) — S. a. Billwiller, Vertikale Temperaturverteilung innerhalb barometrischer Maximalgebiete in verschiedenen Jahreszeiten. Z. 81, S. 89. — Auch in Nordindien stellt sich zuweilen im Winter unter ähnlichen Verhältnissen eine Temperaturzunahme mit der Höhe ein. Z. 91, S. 74 u. [20]. — Ferner Greim, Temperaturumkehrungen im Odenwalde. Z. 92, S. 417.

am Schafberggipfel selbst nachts dem Nullpunkt nahe [1]). Es zeigt sich, wie schon vorhin bemerkt, daß der Temperaturunterschied um 7^h morgens am größten ist, d. h. die Höhen sind dann relativ am wärmsten. Dies beweist direkt, daß die ganze Erscheinung ein Effekt der Wärmeausstrahlung und des Herabsinkens der kalten Luft in die Thäler war. Auch im Pothale zeigte sich nach Cantoni diese Wärmezunahme mit der Höhe damals in auffallender Weise. Die mittleren Temperaturen und die absoluten Minima für eine Periode von 60 Tagen (beginnend mit der zweiten Dekade des Dezember 1879 und endend mit der ersten Dekade des Februar) waren:

Ort	Alessandria	Pavia	Mailand	Varese
Höhe	98	98	147	862 m
Mitteltemperatur	— 8,5	— 7,6	— 5,7	—1,0
Minimum . . .	—17,0	—14,0	—10,5	—9,4

Man sieht, die höheren und den Alpen am nächsten liegenden Orte waren die wärmsten, die tiefsten, die kältesten.

Alessandria liegt näher der Achse des Pothales, längs welchem die kalte Luft langsam abfloß, als Pavia, und ist deshalb kälter.

Die niedrige Wintertemperatur der oberitalienischen Ebene erklärt sich auf dieselbe Art, wie jene des kärntnerischen Thalbeckens, sie ist die eines Sammelbeckens für die durch Wärmestrahlung des Bodens erkalteten Luftmassen der umgebenden Höhen. Der Gebirgskranz von Nord über West bis Süd hält die vorherrschenden Winde ab und gestattet das Stagnieren der kalten Luftmassen.

Für die Trockenheit der warmen Luft in der Höhe mag folgender Beleg aus derselben Kälteperiode hier stehen:

---

1) Die Erwärmung der höheren Schichten zeigt sich besonders drastisch in den folgenden Zahlen, welche die mittlere Temperatur um 7h morgens, also vor Sonnenaufgang, vom 20.—24. Dezember 1879 angeben.

Ort	Höhe	Temperatur
Altstätten . . .	480	—12,7
Trogen	890	— 3,9
Gäbris	1250	3,1
Rigi	1790	1,2

Altstätten liegt in der Sohle des Rheinthales.

20. bis 28. Dezember 1879, 6h a. m.

Ort	Höhe	Temp.	Rel. Feuchtigkeit	Bewölkung
Puy de Dôme	1470	3,8	38 %	13 %
Clermont[1]) .	390	—13,2	91	7

Im Gebiete des großen dauernden Barometermaximums und des Winterkältepols von Ostsibirien ist die Wärmezunahme mit der Höhe wahrscheinlich eine normale Erscheinung, und die furchtbare Winterkälte der Thäler mildert sich dort mit der Höhe [2]).

Mit der geschilderten Wärmezunahme mit der Höhe an Abhängen und Kuppen hängt es zusammen, daß in den Alpen so viele Gehöfte und Dörfer nicht auf dem, in vielen Beziehungen viel bequemeren ebenen Terrain der Thalsohlen, sondern auf den Gehängen, oft ziemlich weit von den zugehörigen Wiesen und Feldern der ebenen Thalsohle, erbaut worden sind. „Wer jemals im Spätherbste in einer jener windstillen und heiteren Perioden bei solchen, an steilem Bergabhange ragenden Gehöften geweilt hat, und zu einer Zeit, wenn unten im Thale der gefrorene Boden schon von Reif und das entblätterte Zweigwerk der Bäume von Duftansatz starrt und alle Vegetationsthätigkeit längst erloschen ist, dort oben die sommerlichen, milden Lüfte geatmet, die grünen Grasplätze noch mit herbstlichen Blüten geschmückt und die Schafe noch im Freien weiden gesehen hat, der wird es begreiflich finden, daß die ersten Erbauer der Gehöfte sich in jenen Höhen ansiedelten, die sich durch ihre günstigen Temperaturverhältnisse im Spätherbst und Winter erfahrungsgemäß auszeichnen“ (Kerner).

Löwl macht darauf aufmerksam, daß in den Alpen die Ansiedlungen die Thalböden und alten Seeufer meiden, dagegen Schuttkegel, Terrassen etc. aufsuchen, offenbar um die Winter- und Nachtkälte der Thalböden, deren Nebel und Feuchtigkeit zu vermeiden [3]).

---

[1]) Am Fuß dieses Berges.

[2]) Näheres über diesen Gegenstand findet man in meiner Abhandlung über die Temperaturverhältnisse der österr. Alpenländer. III. Teil. Sitz. d. Wiener Akad. Juni 1885, S. 89 etc. u. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins 1886, S. 51. Ferner über die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der Höhen in den Barometermaximis in meiner Abhandlung über das Barometermaximum vom November 1889. Denkschr. d. Wiener Akad. 1890, Bd. LVII.

[3]) Siedlungsarten in den Hochalpen. Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. II, Heft 6. Engelhorn, Stuttgart.

Um welche beträchtliche Temperaturunterschiede es sich da handelt, haben Beobachtungen zu Neukirchen im Pinzgau gezeigt. Die Temperatur im Orte selbst war im Januar 1888 —5,8°, 20 Schritte tiefer —6,5 und in der Thalsohle, nur 40—50 m tiefer, —9,3°.

Die heiteren und trüben Tage (die mittlere Bewölkung steht in Klammer) gesondert ergaben folgenden Vergleich:

Januar 1888	9h	2h	8½h	9h	2h	8½h
	heitere Tage (1,5)			trübe Tage (9,2)		
Station	—15,0	— 7,4	—11,8	—2,5	0,7	—1,6
Thalsohle (45 m tiefer)	—21,1	—10,7	—17,6	—3,2	0,2	—2,6

Das Temperaturminimum an der Station war —21,2°, in der Thalsohle —29,5 (um 9h a. m.). In diesen Aufzeichnungen liegt wohl eine genügende Erklärung des Vermeidens der Thalsohlen. Z. 87, S. 184; Z. 88, S. 148; Z. 89, S. 149. S. a. Kerner, Z. 93, S. 190.

Zur Erklärung der angeführten Thatsachen über die Temperaturänderung mit der Höhe mögen folgende Betrachtungen dienlich sein.

Am Schlusse des Kapitels über das solare Klima wurde schon erwähnt, daß die Aufspeicherung von Wärme am Grunde der Atmosphäre auf einem eigentümlichen Verhalten derselben gegenüber der Wärmestrahlung beruht, d. i. auf der sogen. „selektiven Absorption“ derselben. Die Strahlen von kürzerer Wellenlänge, die leuchtenden Strahlen, werden weniger absorbiert, aber allerdings stärker zerstreut, dagegen erleiden die Strahlen von größerer Wellenlänge, die sogen. Wärmestrahlen, eine starke selektive Absorption und werden zum Teil ganz zurückgehalten. Da die Sonnenstrahlung sehr reich ist an Strahlengattungen, welche von der Atmosphäre leicht durchgelassen werden, so kommt ein großer Teil derselben der Erwärmung des Erdbodens zu gute. Die Wärmestrahlung aber, welche nun von dem letzteren wieder ausstrahlt, wird von der Atmosphäre sehr stark absorbiert, weil es eine dunkle Strahlung ist, eine Strahlung von großer Wellenlänge, weit jenseits des Ultrarot. Die Atmosphäre läßt demnach von der Sonnenstrahlung mehr herein, als sie von der dunklen Wärmestrahlung der Erdoberfläche wieder zurückpassieren läßt. Derart begünstigt die Atmosphäre eine Aufspeicherung von Wärme

an der Erdoberfläche, die natürlich in den unteren dichtesten und trübsten Schichten am größten, in den luftverdünnten, trockenen reinen Luftschichten größerer Höhen am kleinsten ist [1]).

Je dünner also die atmosphärische Hülle wird, desto schwächer wird ihre Wirkung, desto niedriger die Temperatur der Körper in derselben, die nun einer freieren Insolation und Ausstrahlung ausgesetzt sind. Deshalb muß die mittlere Temperatur in der Atmosphäre mit der Höhe abnehmen, obgleich die Intensität der Sonnenstrahlung mit der gleichzeitigen Abnahme der Dicke der absorbierenden Hülle wächst.

Dies würde aber noch nicht die größere Wärme der Hochebenen gegenüber Berggipfeln von gleicher Höhe erklären.

---

[1]) W. Trabert stellt diesen Vorgang kurz und klar in folgender Weise dar. Die Temperatur wird konstant bleiben, wenn die Wärmezufuhr Q gleich ist der Wärmeausstrahlung, welche wir mit Stefan gleich aT^4 setzen können, wo T die sogenannte absolute Temperatur ist, deren Nullpunkt bei -273^0 C. liegt. Wir haben also $Q = aT^4$, somit die konstant gewordene Temperatur

$$T^4 = (Q : a). \quad (1)$$

Nun tritt die Erdatmosphäre dazwischen. Dieselbe läßt von Q einen Teil besser durch, als den anderen. Bezeichnen wir mit α den Transmissionskoeffizienten für die leuchtenden Strahlen Ql, mit β jenen für die dunklen Strahlen Qd, so kommt herein $\alpha Ql + \beta Qd$, hinaus kann aber, da diese Strahlung dunkel ist, nur gelangen $\beta a T^4$. Diese beiden Größen müssen wieder gleich sein, wenn die Temperatur konstant geworden. Addieren und subtrahieren wir zugleich zu ersterer Größe βQl, wodurch die Gleichung nicht gestört wird, so erhalten wir:

$$\alpha Ql + \beta Qd + \beta Ql - \beta Ql = \beta a T^4$$

oder

$$(\alpha - \beta)\, Ql + \beta\,(Qd + Ql) = (\alpha - \beta)\, Ql + \beta Q = \beta a T^4$$

somit

$$T^4 = (Q : a) + \frac{\alpha - \beta}{\beta}\,\frac{Ql}{a}. \quad (2)$$

Die Temperatur T ist also jetzt infolge des Dazwischentretens der Atmosphäre höher als früher in (1), denn es ist der Summand rechter Hand dazu gekommen. Derselbe ist um so größer, je größer der Transmissionskoeffizient α für die leuchtenden Strahlen ist, gegenüber dem Transmissionskoeffizienten β für die dunklen Strahlen. Die Temperatur T an der Erdoberfläche nimmt also zu, wenn α im Verhältnis zu β größer wird.

Um Mißverständnisse zu vermeiden, müssen wir hinzufügen, daß α und β hier nicht die Transmissionskoeffizienten im Sinne Langleys und überhaupt im gewöhnlichen Sinne bezeichnen, also nicht (umgekehrte) Dispersionskoeffizienten, sondern wirkliche (umgekehrte) Absorptionskoeffizienten sind. Denn die Strahlen kleiner Wellenlänge werden stärker zerstreut (β wäre größer als α), dagegen die Strahlen größerer Wellenlänge stärker absorbiert in der Atmosphäre. Nur die absorbierte Strahlung aber erhöht die Temperatur der Atmosphäre, die zerstreute an sich nicht. Letztere macht die Atmosphäre nur leuchtend und überhaupt zu einer Strahlungsquelle von großer Ausdehnung. Es geht dabei auch viel von der Sonnenstrahlung verloren, d. i. jener Teil, den die Atmosphäre wieder direkt gegen den Weltraum zurückwirft.

Es ist aber noch ein weiterer Umstand zu beachten, d. i. die direkte Einwirkung des von der Sonnenstrahlung erwärmten Erdbodens auf die demselben auflagernden Luftschichten. Der Erdboden ist tagsüber wärmer als die Luft, weil er die Sonnenstrahlung als opaker dunkler Körper viel stärker absorbiert als diese, und weil die Erwärmung sich in den obersten Schichten des Bodens konzentriert, da derselbe nicht bis zu einiger Tiefe durchstrahlt werden kann. Der Boden teilt nun seine Wärme den aufliegenden untersten Luftschichten teils direkt durch Leitung mit, teils durch seine Wärmestrahlung, die von den Luftschichten absorbiert wird.

So wird der Boden eine sehr kräftige Wärmequelle für die ihm benachbarten Luftmassen, und es ist deshalb klar, daß diese letzteren über einem Hochlande oder einer massigen Gebirgskette mehr Wärme besitzen als die Luft um einen isolierten Berggipfel oder gar jene der freien Atmosphäre in gleicher Höhe. Die fast stets bewegte Atmosphäre gestattet keine Ansammlung stärker erwärmter Luftschichten um isolierte Bodenerhebungen, dieselben werden rasch wieder weggeführt, und die Wärmequelle selbst als von beschränkter Ausdehnung ist viel weniger wirksam.

Bei Nacht und im Winter erkaltet aber der Boden stärker als die Luft durch Wärmeausstrahlung, daher ist die Luftwärme über Hochebenen zu dieser Zeit niedriger als jene auf einem Berggipfel oder in gleicher Höhe der freien Atmosphäre.

Was nun das Maß der Wärmeabnahme mit der Höhe anbelangt, so ist dasselbe das Resultat des Zusammenwirkens mehrfacher Ursachen. Im Winter (und zumeist auch bei Nacht) ist der Boden keine Wärmequelle für die unteren Luftschichten im Gegenteile wirkt derselbe dann erkaltend auf dieselben. Man findet deshalb, wie vorhin gezeigt wurde, bei ruhigem Wetter eine Temperaturabnahme nach unten. Würde den ganzen Winter hindurch Windstille und heiteres Wetter herrschen, so würde die Temperaturzunahme mit der Höhe sogar der normale Zustand sein.

Ist die Luft bewegt, so ergibt sich vielfach Veranlassung zu einer Mischung der unteren mit den oberen Luftschichten und in Bergländern wird die Luft längs der Abhänge in die Höhe geführt. Dies gibt dann eine schnelle Wärmeabnahme mit der Höhe. Denn Luft, die emporsteigt, kühlt sich im Verhältnis von 1° auf je 100 m Erhebung ab. Denken wir uns eine Quantität trockener Luft in einen Ballon eingeschlossen, dessen Hülle für die Wärme undurchdringlich, aber beliebiger Ausdehnung fähig wäre, so daß die eingeschlossene Luft jederzeit jenes Volumen annehmen kann, welches einer Aenderung des äußeren Druckes entspricht (also stets außen und innen gleicher Druck herrscht), und lassen wir den Ballon infolge eines Temperaturüberschusses gegen die umgebende Luft emporsteigen, so wird die aufsteigende Luft der fortwährenden Druckabnahme mit der Höhe entsprechend sich fortwährend ausdehnen, während gleichzeitig ihre Temperatur sinkt, und zwar, wie die mechanische Wärmetheorie lehrt, um je 1° C. beim Emporsteigen um je 100 m. Dieser Wärmeverlust ist das thermische Aequivalent der Arbeit, welche die Luft bei der Volumvergrößerung gegen den Druck der äußeren Luft leistet. Er kann jederzeit wieder zurückerstattet werden, denn wenn wir den Ballon an einer Schnur wieder gegen die Erdoberfläche zurückziehen könnten, so würde sich die eingeschlossene Luft wieder genau in gleichem Verhältnis erwärmen und mit dem ursprünglichen Wärmeüberschuß wieder auf der Erde ankommen. Dabei wäre aber auch ihr Volumen wieder durch den äußeren Druck auf die ursprüngliche Größe zurückgeführt worden.

Es gilt daher das allgemeine Gesetz: Aufsteigende Luftmassen erkalten im Verhältnis von 1° C. für je 100 m Erhebung (solange keine Kondensation des Wasserdampfes eintritt), sie erwärmen sich umgekehrt im gleichen Verhältnis beim Herabsinken.

Denken wir uns die Luftmassen der Atmosphäre in vertikaler Richtung so durcheinander gemischt, daß jedes Luftteilchen die ganze Höhe der Atmosphäre mehrmals durchmessen hätte, so würde die Temperaturabnahme in

derselben im Verhältnis von 1° auf je 100 m erfolgen. Bei diesem Verhältnis der Wärmeabnahme würde eine aufsteigende, wie eine niedersinkende Luftmasse in jedem Niveau die eigene Temperatur antreffen, d. h. in jedem Niveau im Gleichgewicht sein, nirgends das Bestreben haben, zu steigen oder zu sinken. Es ist dies der Zustand des indifferenten (konvektiven) Gleichgewichts. Ist die Wärmeabnahme rascher als 1° für je 100 m, so würde eine zum Aufsteigen gebrachte Luftmasse in jedem Niveau eine niedrigere Temperatur antreffen, als sie selbst in demselben annimmt, sie hätte also das Bestreben, bis an die Grenze der Atmosphäre emporzusteigen. Umgekehrt könnten dann auch kalte Luftmassen aus der Höhe auf die Erde herabstürzen. Ein freiwilliges Aufsteigen der Luft findet aber erst dann statt, wenn die Temperaturabnahme mit der Höhe 3,4° pro 100 m beträgt. Erst bei dieser Temperaturabnahme wird das spezifische Gewicht der unteren Schichten gleich jenem der höheren. Das wäre der Zustand des labilen Gleichgewichtes. Andererseits bei einer Wärmeabnahme, die weniger beträgt als 1° pro 100 m, wie sie thatsächlich in der Regel stattfindet, muß eine aufsteigende Bewegung bald zur Ruhe kommen, und herabsinkende kalte Luft wird sich so rasch erwärmen, daß sie keinesfalls bis zur Erde herabstürzen kann[1]). Es entspricht dies einem stabilen Zustand des vertikalen Temperaturgleichgewichts in der Atmosphäre. Der Zustand des indifferenten Gleichgewichts würde in der Atmosphäre dann eintreten, wenn dieselbe nur von unten von der Erdoberfläche aus erwärmt würde, also die Wärme, die jedes Luftteilchen in jeder Höhe

[1]) Die niedrigsten Temperaturen, die man bisher in den Höhen der Atmosphäre angetroffen hat, sind: Barral und Bixio fanden bei ihrer Luftfahrt unmittelbar nach einem Gewitterregen am 27. Juli 1850 in einer Höhe von 7000 m über Paris eine Temperatur von −39,7°. Selbst diese abnorm kalte Luftmasse würde aber, direkt an die Erdoberfläche herabgebracht, sich um 70° erwärmt, also immer noch 30° Wärme gezeigt haben. Am 11. Mai 1894 beobachtete Berson im Ballon Phönix in 7930 m −36,5 und am 4. Dezember erreichte derselbe unerschrockene Luftschiffer im selben Ballon die Höhe von 9150 m, wo er eine Temperatur von −47,9° antraf. Im unbemannten Ballon Cirrus wurden in 18000 m −67° registriert, im Ballon Aérophile am 20. Oktober 1895 in 15500 m −70° C. Die rasche Erwärmung niedersinkender Luftmassen ist es, die uns an der Erdoberfläche vor Kälteinvasionen aus der Höhe bewahrt.

hat, nur von dem erwärmten Erdboden herstammen würde. In der Atmosphäre der Sonne können wir diesen Zustand des sogenannten konvektiven Temperaturgleichgewichts annehmen. Da nun in der Erdatmosphäre die Temperaturabnahme nach oben viel langsamer erfolgt, als es diesem Zustand entspricht, indem sie durchschnittlich fast nur halb so groß ist, so müssen wir schon daraus schließen, daß der erwärmte Erdboden nicht allein die Erwärmung der Atmosphäre besorgt haben kann. Wir haben übrigens auch schon früher erörtert, daß die Atmosphäre selbst einen Teil der Sonnenstrahlung absorbiert. Die oberen Schichten erhalten auch von der Sonne direkt eine nicht unerhebliche Wärmezufuhr.

Eine zweite bedeutende Wärmequelle für die höheren atmosphärischen Schichten ist die Kondensation des Wasserdampfes bei der aufsteigenden Luftbewegung. Eine feuchte Luftmasse hat einen viel größeren Wärmeinhalt, als eine trockene von gleicher Temperatur.

Soll z. B. ein Kilogramm trockener Luft von 25° auf 0° abgekühlt werden, so muß demselben eine Wärmemenge von 0,238° [1]) $\times$ 25 = 5,95 Kalorien entzogen werden, z. B. durch Emporsteigen um circa 2500 m. Nehmen wir dagegen ein Kilogramm mit Wasserdampf gesättigter Luft, so werden bei einer Abkühlung auf 0° circa 16 g Wasserdampf kondensiert, deren Kondensationswärme gleich $16 \times 0,6 = 9,6$ Wärmeeinheiten beträgt. Es müssen demnach dem Kilogramm gesättigt feuchter Luft $9,6 + 5,9 = 15,5$ Wärmeeinheiten, d. i. nahezu die dreifache Wärmemenge entzogen werden, um es bis zum Frostpunkt abzukühlen. Daraus ergibt sich, daß emporsteigende feuchte Luft viel langsamer sich abkühlt als trockene, von dem Moment ab, wo die Kondensation des Wasserdampfes beginnt.

Die folgende kleine Tabelle enthält die Wärmeabnahme bei den angeführten Temperaturen gesättigt feuchter Luft beim Emporsteigen um je 100 m. Die Wärmeabnahme ist natürlich um so langsamer, bei je

[1]) Spezifische Wärme der Luft.

höherer Temperatur die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, d. i. je mehr Wasserdampf überhaupt ein Kilogramm feuchter Luft enthält.

Wärmeabnahme pro 100 m.

Anfängl. Druck[1])	—10°	0°	10°	20°	30°	Seehöhe
760 mm	0,76	0,63	0,54	0,45	0,38	0
500 „	0,68	0,55	0,46	0,38	—	3360

In einer feuchten Atmosphäre, in welcher durch die stärkere Erwärmung der Luft in den untersten Schichten vertikale Strömungen entstehen, wird deshalb die Temperaturabnahme mit der Höhe viel langsamer sein, als in einer trockenen. Da die Luft nicht stets und überall mit Wasserdampf gesättigt ist, so wird die Temperaturabnahme in den untersten Schichten rascher erfolgen; von jener Höhe an aber, in welcher die Kondensation des Wasserdampfes am häufigsten eintritt, langsamer werden.

Soweit die Wärmeabnahme nach oben von der Verdichtung des Wasserdampfes abhängt, muß dieselbe in den wärmeren, dampfreicheren Klimaten, wenigstens von einer gewissen Höhe an, langsamer erfolgen, als in den kälteren, wasserdampfärmeren, und caeteris paribus in trockenen Klimaten rascher sein als in feuchten, also über den Ozeanen und im Küstenklima langsamer sein als über den Kontinenten. Die Beobachtungen entsprechen auch im allgemeinen dieser Voraussetzung.

Daß das Jahresmittel der Temperaturänderung mit der Höhe in den Tropen durchschnittlich dasselbe ist, wie in höheren Breiten, rührt daher, daß die raschere Wärmeabnahme im Sommer der höheren Breiten, wie sie die Theorie fordert, wieder ausgeglichen wird durch die langsame Wärmeabnahme im Winter, wo der Erdboden durch stärkere Wärmeausstrahlung erkaltend auf die unteren Luftschichten wirkt.

Bei windigem, stürmischem Wetter ist in Gebirgsländern die Temperaturabnahme mit der Höhe am rasche-

---

[1]) Der Luftdruck spielt deshalb auch eine Rolle, weil die Quantität Wasserdampf in einem Kilogramm gesättigt feuchter Luft mit der Höhe, d. i. mit abnehmendem Luftdruck, zunimmt.

sten, weil sie sich dann am meisten jener in aufsteigenden Luftströmungen nähert.

Bei windstillem Wetter ist sie dagegen am langsamsten, weil dann eine vertikale Bewegung der ganzen Luftmasse fehlt und die Erwärmung eine allgemeine gleichmäßige ist. Freilich haben zur Zeit ruhigen heiteren Sommerwetters die Hochthäler, Abhänge und Gipfel auch eine etwas höhere Temperatur, als der freien Atmosphäre in gleicher Höhe zukommt, weil der erwärmte Boden durch Leitung und Strahlung die Luft erwärmt, und auch unsere Thermometer eine etwas höhere Temperatur angeben, als sie der Luft eigentlich zukommt. Im allgemeinen ist aber die größere Kälte, die man auf Bergen bei starkem Wind fühlt, nicht allein physiologisch zu erklären, sondern in der That auch durch das Thermometer nachweisbar; sie ist eine Wirkung der längs der Bergabhänge aufsteigenden Luftbewegung. Die Berghöhen können dann kälter sein als die Luft in gleicher Höhe der freien Atmosphäre.

Jährlicher und täglicher Gang der Temperatur im Gebirge. Im allgemeinen nimmt die Größe der jährlichen Wärmeschwankung mit der Seehöhe ab.

Diese Abnahme ist in den tropischen Gegenden gering, sie spielt dagegen eine bedeutende Rolle in den mittleren und höheren Breiten.

Der Unterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat beträgt z. B.:

Ceylon:

Meeresniveau		Im Innern	
Kolombo (nasse Westküste) .	2,0°	Kandy 522 m . . .	2,7°
Batticaloa (trockene Ostküste) .	3,8	Newara Eliya 1875 m	2,1

Südindien, Nilgiris:

Koimbatur 452 m	5,1	Utakamand 2283 m .	4,9
Kotergherri, Wellington 1874 m	5,1	Dodabetta 2643 m .	3,8

Hier ist die jährliche Wärmeschwankung auch im Meeresniveau sehr klein und nimmt kaum mehr nach oben hin ab. Wo die untere Station ein kontinentales Klima hat, wird die Abnahme mit der Höhe merklicher, da ja

auf Berghöhen die Erhitzung geringer, dagegen Trübung und Regen stärker sind als unten.

Einige Beispiele aus Nordindien sind: Rurki 270 m 18,8°, Chakrata 2150 m 15,5°, Simla 2119 m 15,8°, Rawalpindi 503 m 22,9°, Murree 2276 m 18,6°. Hingegen haben Kalkutta und Goalpara 118 m eine Wärmeschwankung von 10,3°, Darjeeling 2107 m 12,6°.

Weitere Beispiele: St. Helena, Jamestown 12 m 5,2°, Longwood 538 m 5,1°, Hongkong, Viktoria 13,3°, Viktoria Peak 532 m 12,2°, Aden 60 m 7,2°, Gondar 2270 m 5,8°.

Im allgemeinen nimmt demnach in tropischen Gebirgsländern die jährliche Wärmeschwankung nur in geringem Maße oder selbst gar nicht mit der Höhe ab.

In den mittleren und höheren Breiten, wo die Temperaturabnahme mit der Höhe eine so ausgeprägte jährliche Periode hat, und die Wärme im Winter viel langsamer nach oben abnimmt als im Sommer, haben die Orte in größeren Höhen der Gebirge einen kleineren jährlichen Spielraum der Temperaturschwankungen als jene in den Niederungen. Das Klima der Höhen nähert sich demnach in dieser Beziehung dem Küstenklima. Als Beleg hierfür mögen die folgenden Beispiele dienen:

Vereinigte Staaten von Nordamerika:

	Jahres-schwkg.		Jahres-schwkg.
Burlington, Portland 70 m	27,9°	Denver City 1610 m . .	24,7°
Mt. Washington 1916 m .	22,9	Pikes Peak 4308 m . .	20,9

Aus dem Kaukasus und dem Hochlande von Armenien:

Wladikawkas-Tiflis 570 m	24,3°	Eriwan, Aralych 870 m .	35,1°
Gudaur 2160 m	22,4	Alexandropol 1470 m . .	29,7
Rom 50 m	18,4	Catania 30 m	16,2
Monte Cavo 960 m . . .	17,0°	Aetna 2947 m	10,8°
Clermont 390 m	18,0	Toulouse 190 m	16,4
Puy de Dome 1467 m. .	13,3°	Pic du Midi 2860 m . .	14,1°

Alpen:

Ort	Höhe	Januar	Juli	Differenz
Altstätten . . .	460	— 1,2	18,2	19,4
Trogen	880	— 1,2	15,9	17,1
Gäbris	1250	— 2,0	13,5	15,5
Rigi	1790	— 4,8	9,7	14,5
Säntis	2470	— 8,1	5,7	13,8

Ort	Höhe	Januar	Juli	Differenz
Zell a. S. . . .	750	— 5,9	16,1	22,0
Bad Gastein . .	1020	— 4,0	14,8	18,8
Kolm Saigurn .	1600	— 5,4	12,5	17,9
Schafberg . . .	1780	— 5,1	9,8	14,9
Schmittenhöhe .	1950	— 7,1	9,0	16,1
Sonnblick . . .	3100	—13,0	1,5	14,5

Dürfte man annehmen, daß die Jahresschwankung der Temperatur in gleichem Maße, wie hier gezeigt worden ist, bis zu den größten Höhen hinauf abnimmt, so würde in einer Höhe von circa 9500 m der Unterschied der Jahreszeiten aufhören [1]). Die Beobachtungen auf den neueren Ballonfahrten haben in der That zu einem ähnlichen Schlusse geführt. Dr. Berson fand an einem heißen Maitag in 7700 m — 36,5 und am 4. Dezember in gleicher Höhe — 38,5.

Man würde aber sehr fehlgehen, wenn man annehmen wollte, daß die Abnahme der jährlichen Wärmeschwankung mit der Höhe mit solcher Regelmäßigkeit vor sich ginge, wie die eben angeführten Daten glauben machen könnten.

In der That ist dies nur der Fall, wenn man Stationen in Thälern mit solchen auf Bergabhängen oder diese untereinander vergleicht, denn das orographische Element spielt dabei eine große Rolle, wie folgende wenige Beispiele lehren:

Rigikulm 1784 m . . .	14,5°	Denver City 1610 m . .	24,7°
Sils und Bevers 1762 m .	20,4	St. Louis 150 m	26,0
Chur 603 m	18,6		

Sils und Bevers haben eine um 6° größere Temperaturschwankung als der Rigikulm in gleicher Höhe und eine größere als Chur, das um 1160 m tiefer liegt. Desgleichen finden wir auf den großen Hochebenen im Westen des Mississippithales eine jährliche Temperaturschwankung nahe gleich jener im letzteren selbst. Leh in Tibet in 3517 m hat eine jährliche Temperaturschwan-

1) Die Gleichung, welche die Abnahme der Jahresschwankung der Temperatur in den West- und in den Ostalpen ausdrückt, ist

$$D = 21{,}7^0 - 0{,}23\ h.$$

h in Hektometer.

kung von 25,3 °, Peschawer in 390 m in gleicher Breite nur 22,0 °. Hochebenen und Hochthäler zeigen überhaupt kaum eine Abnahme der jährlichen Temperaturschwankung mit der Höhe, in einzelnen Fällen sogar eine Zunahme.

Es ist dies eine natürliche Folge des Umstandes, daß die Thäler im Winter durch Wärmeausstrahlung und Ansammlung kalter Luft abnorm erkalten, während sie umgekehrt im Sommer sich wieder stark erwärmen. (Vergl. S. 256 die Orte im Ahrnthale.) Die relativ hohe Wärme der Thalbecken im Sommer rührt her erstlich von den günstigen Insolationsverhältnissen (am Morgen werden die östlichen Gehänge, am Nachmittag die westlichen stärker erwärmt als die Ebene bei gleicher Sonnenhöhe), von dem Wärmereflex und der Wärmestrahlung der Thalwände, sowie vom Schutz gegen abkühlende Winde. Das Klima der Thäler, namentlich das der Hochthäler, ist extrem infolge gesteigerter Wärmeausstrahlung im Winter und kräftiger Insolation im Sommer bei dünnerer atmosphärischer Hülle und geringerem Wasserdampfgehalt der Luft. Ein Gebirgsland bietet derart große Verschiedenheiten der Wärmeschwankung, je nachdem der Ort in einem Thale liegt oder auf einem Abhange oder Gipfel, und dann wieder, je nachdem er auf einem Nord- oder Südabhange liegt, oder das Thal sich nach W oder E öffnet u. s. w.

Der jährliche Wärmegang auf großen Höhen der Gebirge, an Abhängen und Gipfeln, bietet nicht nur durch die Abnahme des Unterschiedes der Wärmeextreme eine Analogie mit dem Küstenklima, sondern auch durch die Verspätung ihres Eintrittes gegenüber den Orten gleicher Breite in der Niederung. Namentlich verzögert sich der Eintritt der niedrigsten Temperatur gegen den Februar, ja selbst bis gegen den März hin. In den ersten Frühlingsmonaten ist es, wo der Temperaturunterschied zwischen den Gebirgshöhen und der darunter liegenden Niederung am stärksten hervortritt. Während unten die Schneedecke schon gewichen und der Boden von der hoch stehenden Sonne kräftig erwärmt wird, muß in größeren

Höhen noch der ganze Betrag der Sonnenstrahlung zur Schneeschmelze aufgebraucht werden.

Die folgende kleine Tabelle illustriert den jährlichen Gang der Temperatur in den untersten Alpenthälern im Mittel der Nord- und Südseite der Alpen, in den alpinen Hochthälern, sowie jenen auf den hohen Berggipfeln. Der jährliche Wärmegang auf den dalmatinischen Inseln zeigt, wie nahe derselbe jenem auf den hohen Berggipfeln kommt, so daß man mit Recht sagen kann, der Gang der Temperatur auf hohen Berggipfeln nähert sich jenem im reinen Seeklima.

Jährlicher Gang der Temperatur im Alpengebiet und im Seeklima der Adria.

Abweichungen der Monatsmittel vom Jahresmittel.

	Thäler 400 m	Hochthäler 1900 m	Gipfel 2400 m	Dalmat. Inseln 0 m
Dezember	—10,4	—8,3	—6,5	—6,6
Januar	—11,4	—9,0	—6,9	—7,6
Februar	— 8,9	—7,5	—6,7	—7,4
März	— 4,9	—5,1	—5,5	—5,7
April	0,7	—0,6	—1,5	—2,0
Mai	4,7	3,1	2,2	1,8
Juni	8,7	7,0	5,7	6,2
Juli	10,5	9,2	8,1	8,5
August	9,8	8,8	8,0	8,4
September	6,1	5,9	5,4	5,6
Oktober	0,9	1,4	1,5	1,7
November	— 5,9	—4,8	—3,9	—3,1
Amplitude	21,9	18,2	15,0	16,1

Der April ist auf den großen Höhen wie im Seeklima noch kalt, auch der Mai erhebt sich noch wenig über das Jahresmittel, dagegen ist der Oktober noch warm und der November viel milder als der März.

Das Jahresminimum tritt in den Alpenthälern am 8. Januar ein, auf den Alpengipfeln erst Mitte Januar, auf den dalmatinischen Inseln noch später, am 22. Januar; das Jahresmaximum tritt in den Alpenthälern am 23. Juli, auf den Alpengipfeln am 2. August, auf den dalmatinischen Inseln am 30. Juli ein. Die Temperatur erhebt sich im Frühlinge über das Jahresmittel in den unteren Alpenthälern am 15. April, in den Hochthälern am 24. April, auf den Alpengipfeln am 1. Mai, auf den dalmatinischen Inseln am

5. Mai; sie sinkt wieder unter das Jahresmittel am 19. Oktober, 23. Oktober, 24. Oktober und am 29. Oktober. Die Temperatur hält sich über dem Mittel in den Alpenthälern 185 Tage, auf den Alpengipfeln und auf den dalmatinischen Inseln nur 177 Tage, also 8 Tage weniger. Auf den Alpengipfeln steigt die Temperatur während 200 Tagen und fällt während 165 Tagen, also viel rascher, unten beträgt diese Dauer 195 Tage und 170 Tage (Temperaturverhältnisse der österr. Alpenländer. III. Teil).

Der tägliche Gang der Temperatur in Gebirgsländern zeigt lokale und allgemeine Modifikationen; für die ersteren ist die Exposition eines Ortes, je nachdem die ersten Morgen- oder die letzten Abendstunden an Sonnenschein verkürzt sind, zunächst maßgebend, ferner haben auch lokale Winde, namentlich die kalten Nachtwinde mancher Gebirgsthäler, auf das rasche Sinken der Temperatur nach Sonnenuntergang und den verspäteten Eintritt des Minimums großen Einfluß. Der mittlere tägliche Temperaturgang eines Ortes im Gebirge ist daher nur auf Grund genauer Lokalkenntnisse und nicht nach der allgemeinen Regel des Wärmeganges in gleicher Breite zu beurteilen.

Die Thäler haben zumeist eine größere tägliche Wärmeschwankung als die Orte der benachbarten Ebenen. Bei Tag steigt die Lufttemperatur sehr rasch, denn die Thalsohle, wie die umschließenden Bergwände erwärmen sich stark und letztere geben auch Wärme an die eingeschlossene Luft ab; selbst der tagüber thalaufwärts wehende Wind bringt schon etwas vorgewärmte Luft. Nach Sonnenuntergang sinkt aber die Temperatur rasch und kühle Bergwinde von den Höhen herab und aus den schattigen kalten Schluchten stellen sich ein. Die durch nächtliche Wärmeausstrahlung an den Bergabhängen erkalteten Luftmassen lagern sich über den Thalsohlen, stagnieren daselbst und ihre Temperatur sinkt noch weiter durch die Wärmestrahlung des Thalbodens. Die Thalsohlen haben deshalb auch im täglichen Wärmegange wie im jährlichen eine mehr weniger exzessive Temperaturschwankung.

Anders auf den Berghängen, sowie auch in jenen geneigten Thälern, die eine gute Luftdrainage haben.

Auf Abhängen sind die Nächte viel milder und zudem weniger feucht, als in den Thälern, die Tage weniger heiß, wenn nicht gerade die Exposition derart ist, daß sie die Insolation besonders steigert.

Mit der Erhebung auf Berggipfeln nimmt die tägliche Wärmeschwankung um so rascher ab, je isolierter die Berggipfel sind und je weniger Masse die Berge haben, je weniger also die Lufttemperatur durch die Erwärmung und Erkaltung des Bodens beeinflußt werden kann.

Ein Beispiel dafür findet man im folgenden:

Tägliche Wärmeschwankung Juli-August.

Ort	Höhe	Amplitude
Genf	407	10,6°
Chamounix . . .	1035	14,2
St. Bernhard . .	2470	4,4
Grands Mulets. .	3010	4,9
Montblanc . . .	4810	3,5

Die große tägliche Temperaturamplitude im eingeschlossenen Thale von Chamounix gegenüber dem freier gelegenen Genf macht sich deutlich genug geltend, sowie die Abnahme derselben mit der Höhe. (Doch ist sicherlich die tägliche Wärmeschwankung auf dem Montblancgipfel noch zu groß gefunden worden, wahrscheinlich infolge der Wärmereflexe der Schneedecke.) Folgende benachbarte drei Orte in Japan mit korrespondierenden 2stündigen Beobachtungen zeigen dasselbe im August 1891: Nagoya, Ebene, 15 m, tägliche Wärmeschwankung 6,8°, Kurosawa, eingeschlossenes Bergthal, 830 m 10,1°, Ontake Berggipfel, 3055 m, 5,7°. Korrespondierende Beobachtungen von Kämtz auf dem Faulhorn 2680 m und von Horner zu Zürich 480 m ergaben im September oben 4,8°, unten 11,7° als tägliche Temperaturamplitude. Die Stationen auf dem Plateau und in den Thälern der Rocky Mountains liefern ebenfalls Beispiele für die große Temperaturschwankung in den Thälern[1]. So hat z. B. Sher-

[1] Der tägliche Gang des Luftdruckes, der Temperatur etc. auf den Plateaux der Rocky Mountains. Sitz. d. Wiener Akad., März 1881 u. Z. 82, S. 31.

man Wy. in flacher Passlage in 2530 m 9,9°, Georgetown Col., Thallage 2620 m, 16,4° etc.

Woeikof hat für diese Verhältnisse den kurzen Ausdruck gefunden: eine konvexe Oberfläche (Hügel, Berg) ist eine Ursache, welche die tägliche (und jährliche) Amplitude der Temperatur verkleinert, eine konkave Oberfläche (Thal, Mulde) vergrößert dagegen die tägliche (sowie die jährliche) Amplitude der Temperatur [1]).

Wie rasch bei freier Erhebung in der Atmosphäre die tägliche Wärmeschwankung abnimmt, haben die stündlichen Aufzeichnungen der Lufttemperatur zu Paris in verschiedenen Höhen des Eiffelturmes besonders überzeugend nachgewiesen [2]). Die luftige Eisenkonstruktion dieses Turmes beeinflußt durch eigene Erwärmung und Wärmestrahlung die Lufttemperatur viel weniger als selbst die steilsten und luftigsten Berggipfel. Diese Beobachtungen und der aus dem täglichen Gange des Barometers auf Berggipfeln von mir berechnete tägliche Temperaturgang in den Luftschichten zwischen Gipfel und Niederung haben einen zwingenden Beweis dafür geliefert, daß die meisten auf Berghöhen aufgezeichneten Temperaturen eine zu große tägliche Wärmeschwankung ergeben haben. Der tagüber stark erwärmte Boden erhöht die beobachtete Temperatur über die der freien Luft in gleicher Höhe,

---

1) Klimate der Erde, I, Kap. 8 u. Z. d. 85, S. 201.

2) Die tägliche Wärmeschwankung in den untersten Luftschichten hängt fast nur von dem täglichen Gange der Erwärmung der Unterlage, d. i. des Erdbodens ab. Der Erwärmungsvorgang durch das Spiel der aufsteigenden und niedersinkenden Luftbewegungen ist nur ein allmählicher und bedingt eine starke Verspätung des täglichen Wärmemaximums in den höheren Luftschichten (Maximum: der Bodentemperatur 1h p. m., in den höheren Luftschichten 5 bis 6h). Die direkte Erwärmung der Luft durch die Sonnenstrahlung kommt, für die unteren Schichten, daneben kaum in Betracht. Die Temperatur der Bodenoberfläche steigt selbst in Katherinenburg im Mittel vom Mai bis August um 1h p. m. auf 27,9° und ist dann 8,7° höher als die der Luft, zu Nukuß steigt sie zur selben Zeit auf 52,4° und ist dann 22,9° höher als die der Luft; die tägliche Amplitude ist in Katherinenburg 16,8°, in Nukuß 37,4° (Luft 8,8° und 14,2°). Daraus kann man entnehmen, welchen großen Einfluß der tägliche Gang der Erwärmung des Bodens auf die tägliche Wärmeschwankung in den unteren Luftschichten hat. Da aber die tägliche Periode der Erwärmung nur kurz ist und immer wieder durch die nächtliche Erkaltung des Bodens unter die Lufttemperatur unterbrochen wird, so kann die tägliche Wärmeschwankung nicht so hoch hinauf in die Atmosphäre reichen, wie die jährliche. Dabei ist die größte stündliche Aenderung der Lufttemperatur in der täglichen Periode mehr als 100mal größer als jene in der jährlichen Periode (Woeikof). Die Amplituden der täglichen Variation der Lufttemperatur müssen daher nach oben rasch abnehmen, etwa in einer geometrischen Progression.

umgekehrt wirkt die Wärmeausstrahlung bei Nacht; dies gilt auch für ganz mit Schnee bedeckte und vergletscherte Gipfel. Nur solange die Luftbewegung lebhaft ist, wird die beobachtete Temperatur jener der freien Atmosphäre sehr nahe kommen.

Die beiden freiesten Gipfelstationen in den Alpen[1]) und die Stationen auf dem Eiffelturm zeigen, wie rasch die tägliche Wärmeschwankung mit der Höhe abnimmt.

Tägliche Wärmeschwankung.

	Paris[2])	Eiffelturm[2])			Klagenfurt	Obir	Sonnblick
	18 m	123 m	197 m	302 m	450 m	2140 m	3100 m
Winter .	3,6	3,0	2,5	2,0	5,5	0,9	1,1
Frühling	6,9	5,8	5,0	4,6	9,1	2,0	2,4
Sommer	7,7	6,1	5,2	5,2	9,6	3,5	2,2
Herbst .	6,1	4,7	3,6	2,9	5,7	1,4	1,5
Jahr. .	6,1	4,9	4,1	3,7	7,5	1,8	1,7

In 300 m über Paris ist die tägliche Temperaturschwankung schon nahezu auf die Hälfte herabgesunken, sie nimmt anfangs sehr rasch, dann langsamer ab. Die Beobachtungen auf dem Obirgipfel und Sonnblick zeigen, daß in 2000—3000 m die Tagesschwankung schon sehr klein ist. Eine auf die *obigen* Beobachtungsergebnisse gegründete Schätzung der mittleren Tagesamplituden in verschiedenen Höhen ist in folgenden Zahlen enthalten:

Jahresmittel der periodischen täglichen Wärmeschwankung.

Höhe . .	0	100	200	300	1700	2600 m
Amplitude	7,5	6,4	5,6	5,1	2,0	1,8

Die aus dem täglichen Gange des Luftdruckes auf dem Eiffelturm und auf Bergen berechneten täglichen Wärmeschwankungen in der *freien* Atmosphäre ergeben noch viel kleinere Werte. Für den *Sommer* fand ich:

Höhe . .	140	240	680	840	2000	3200 m
Amplitude	4,3	3,3	2,2	1,7	1,4	1,0

Nach heiteren und trüben Tagen gesondert ergaben sich folgende Amplituden (Sommer, Alpengebiet):

---

1) Der tägliche Gang auf dem Säntis, neue Aufstellung des Thermometers auf dem Gipfel, liegt noch nicht vor.

2) Relative Höhe des Thermometers über dem Erdboden.

Höhe	230	850	1600
	Tagesamplitude		
heiter	4,0	2,8	2,0
trüb	2,0	1,0	0,7

Man sieht, daß die auf dem Obir- und Sonnblickgipfel beobachteten Tagesschwankungen noch zu groß sind gegenüber jenen in der freien Atmosphäre.

Die Eintrittszeiten der täglichen Extreme ändern sich auch mit der Höhenlage, die lokale Beeinflussung ist hierbei jedoch so groß, daß man kaum von einer gesetzmäßigen Aenderung sprechen kann. Der Temperaturgang auf einem hohen Berghange oder Berggipfel wird von zwei Momenten bestimmt, von dem täglichen Temperaturgang in der freien Atmosphäre und von jenem, welcher durch die Erwärmung der Unterlage der Station erzeugt wird. Bei dem ersteren verspätet sich der Eintritt der Extreme sehr erheblich gegen jenen am Erdboden, das Maximum scheint in größeren Höhen der freien Atmosphäre erst gegen $5^1/_2{}^h$ abends einzutreten; der lokal erzeugte Wärmegang aber hat sein Maximum bald nach Mittag, er ist zudem namentlich im Sommer von dem stark ausgeprägten täglichen Gange der Bewölkung abhängig; diese letztere nimmt gegen Mittag rasch zu und hemmt das weitere Steigen der Bodentemperatur. Daher kommen wohl die verschiedenen Eintrittszeiten des Tagesmaximums. Kämtz fand dasselbe auf dem Faulhorn schon eine Viertelstunde nach Mittag, Smits auf dem Pangerango, 2950 m, sogar um $11^h\,30^m$ (im Mai offenbar infolge des Ganges der Bewölkung, Batavia hatte gleichzeitig das Maximum um 2^h). Die Beobachtungen auf dem St. Bernhard und Theodulpaß gaben (Sommer) $1^h\,15^m$ und 1^h p. m.

Unsere freiesten Gipfelstationen dagegen zeigen folgende Eintrittszeiten der täglichen Extreme:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
		Obirgipfel 2140 m.			
Minimum	6^h	8^h	$3^1/_2{}^h$	4^h	$4^1/_2{}^h$ a. m.
Maximum	2^h	3^h	3^h	2^h	$2^1/_2{}^h$ p. m.
		Sonnblickgipfel 3106 m.			
Minimum	5^h	$4^1/_2{}^h$	$4^1/_2{}^h$	5^h	$4^1/_2{}^h$ a. m.
Maximum	2^h	3^h	$3^1/_2{}^h$	3^h	3^h p. m.

Bei freier Gipfellage tritt also das Wärmemaximum etwa um 3^h p. m. ein, später als unten in den Thälern und früher als in der freien Atmosphäre in gleicher Höhe.

In den Gebirgsthälern scheint das Temperaturmaximum etwa um 1 Stunde früher einzutreten als in der benachbarten Niederung [1]).

Orte in Hochthälern haben eine besonders große tägliche Wärmeänderung. Namentlich im Winter verursacht die größere tägliche Erwärmung unter dem wolkenfreieren Himmel der Hochthäler zugleich mit der ebenfalls stärkeren nächtlichen Wärmestrahlung und dem Stagnieren der kalten Luftmassen im Grunde der Thäler relativ große tägliche Wärmeänderungen. Die größte tägliche Wärmeschwankung findet man wohl auf trockenen, kontinentalen Hochebenen, wie jenen von Tibet und Innerasien überhaupt, sowie auf den Hochebenen des westlichen Nordamerika. Prjewalskys thermometrische Aufzeichnungen ergaben im nördlichen Tibet selbst im Dezember einen mittleren Temperaturunterschied zwischen 8^h morgens und 1^h nachmittags von 17,3 ° C., und Säwerzows Beobachtungen im August und September auf dem Plateau von Pamir (3600—4400 m) ergaben eine tägliche Schwankung von mehr als 25 ° C. (Woeikof).

Während der Temperaturunterschied zwischen 7^h morgens und dem nachmittägigen Maximum zu St. Louis am Mississippi kaum 6,5 ° beträgt, erreicht er auf den westlichen Plateaus in 2000 m Seehöhe unter gleicher Breite 11 ° C. und die wahre tägliche Wärmeänderung beträgt in diesen Hochthälern 16—18 ° C. Temperaturschwankungen von 25—30 ° innerhalb 24 Stunden sind nicht selten. Aber auch hier tritt das Temperaturmaximum bald nach Mittag ein.

---

[1]) Hann, Der tägliche Gang der Temperatur auf dem Obirgipfel. Sitz. d. Wiener Akad. Juli 1893. — Beiträge zum täglichen Gang der met. Elemente in den höheren Luftschichten. Ebenda, Januar 1894. — Der tägliche Gang des Barometers an heiteren und trüben Tagen. Ebenda, Juni 1895. — W. Trabert, Der tägliche Gang der Temperatur auf dem Sonnblick. Denkschr. d. Wiener Akad. LIX. Bd., 1892. In dieser letzteren Abhandlung wird auch der Versuch gemacht zu berechnen, eine wie große Wärmemenge der Luft auf dem Sonnblickgipfel direkt durch die Sonnenwärme und wie viel durch die Konvektionsströmungen von unten zugeführt wird. Letztere Wärmemenge wird dreimal größer gefunden als erstere.

Nach den früheren Erörterungen über die gleichzeitige Zunahme der Intensität der Insolation und der nächtlichen Wärmeausstrahlung mit der Höhe müssen uns die großen Wärmeschwankungen auf Hochebenen und in Hochthälern ganz natürlich erscheinen.

Einfluß des Gebirges auf die Hydrometeore. Absolute Feuchtigkeit. Die Abnahme des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre mit der Höhe erfolgt in einem sehr raschen Verhältnis, viel rascher als die Abnahme des Luftdruckes. Die folgende kleine Tabelle gibt den relativen Wassergehalt der Luft für einige Höhenintervalle, jenen an der Erdoberfläche gleich 1 gesetzt [1]), und ebenso den relativen Luftdruck, oder die relative Dichte der Atmosphäre zum Vergleiche damit.

Abnahme des Dampfdruckes und des Luftdruckes mit der Höhe.

Seehöhe m	Wasserdampf	Luft	Seehöhe m	Wasserdampf	Luft
0	1,00	1,00	5000	0,17	0,54
1000	0,73	0,88	6000	0,12	0,47
2000	0,49	0,78	7000	0,08	0,42
3000	0,35	0,69	8000	0,06	0,37
4000	0,24	0,61	9000	0,04	0,32

Diese Zahlen sind so zu verstehen: Wenn, wie z. B. im Sommer im mittleren Europa, der Wasserdampfgehalt der Luft durch einen Dampfdruck von 10 mm gegeben ist, so beträgt derselbe in gleicher Gegend auf einer Gebirgshöhe von 4000 m nur mehr 2,4 mm, unter dem Aequator aber, bei 20 mm Dampfdruck unten, noch 4,8 mm. Der mittlere Luftdruck ist in beiden Fällen circa 470 mm. In einer Seehöhe von 2000 m hat man schon die halbe Wasserdampfmenge der Atmosphäre unter sich, in 4000 m circa ³/₄ derselben und in 6500 m volle ⁹/₁₀, während der Luftdruck zwischen 5000 und 6000 m erst den halben Betrag des Druckes an der Erdoberfläche erreicht. Die

---

[1]) Berechnet nach der Formel $e_h = e_o \, 10^{-\frac{h}{6500}}$ oder: $\log e_h = \log e_o$ minus $\frac{h}{6500}$, wo e_h die Dampfspannung in der Höhe h, e_o jene im unteren Niveau bezeichnet und h in Metern ausgedrückt sein muß. S. Z. 74, S. 193, Z. 84, S. 228 u. Z. 91, S. 194.

Gebirge spielen daher in Bezug auf die Wasserdampfhülle der Erde eine große Rolle, sie können bei beträchtlicher Erhebung einflußreiche Wetterscheiden werden, und auf geringe Entfernungen hin wohl befeuchtete und sehr trockene Gebiete scharf voneinander trennen.

Die relative Feuchtigkeit, der Grad der Sättigung der Luft mit Wasserdampf, zeigt keinerlei gesetzmäßige Aenderung mit der Höhe, sie ändert sich im allgemeinen überhaupt wenig mit der Höhe. In tropischen regenreichen Gebirgen gibt es allerdings eine bestimmte Seehöhe, wo die Luft während der Regenzeit, welche örtlich den größeren Teil des Jahres umfaßt, fast konstant mit Wasserdampf gesättigt bleibt, einen nahezu permanenten Wolkengürtel, der meist zwischen 1300—1600 m Höhe liegt. In höheren Breiten liegt dieses dampfgesättigte Luftstratum im Winter in geringer Höhe, oft tage- und wochenlang auf dem Boden selbst aufruhend, im Sommer dagegen in viel größerer Höhe. Der jährliche Gang der relativen Feuchtigkeit ist deshalb auf größeren Höhen der umgekehrte von dem in der Niederung — im Winter größere Trockenheit, im Frühling und Sommer die größte Feuchtigkeit, während die Niederungen im allgemeinen die größte Sättigung der Luft mit Wasserdampf (die größte Feuchtigkeit nach dem Sprachgebrauch) im Winter haben, die kleinste im Sommer.

Leider haben wir von Gebirgsstationen nur wenige verläßliche und richtig berechnete Feuchtigkeitsbeobachtungen, namentlich fehlen sie vom Winter, da das Psychrometer unter dem Gefrierpunkt häufig den Dienst versagt.

Jahresmittel der relativen Feuchtigkeit.

Ort	Seehöhe	Dampfspannung	Rel. Feuchtigkeit
		Walliser Alpen [1].	
Theodulpaß . .	3330	2,6	82 %
Simplon . . .	2010	4,1	78
Martigny . . .	500	6,8	72
		Ceylon [2].	
Newara Eliya .	1875	11,0	83 %
Kandy	520	16,9	77
Küste	—	21,7	79

[1]) Mittel 1865/66.
[2]) Mittel aus 3jährigen korrespondierenden Beobachtungen.

Den jährlichen Gang der relativen Feuchtigkeit in größeren Höhen im Alpengebiete gegenüber jenem in der Niederung kann man der folgenden kleinen Tabelle entnehmen.

Relative Feuchtigkeit.

Ort . . .	Theodulpaß	Sonnblick	Stelvio	Säntis	Wien	Genf
Höhe . . .	3330	3100	2470	2467	195	440
Winter . .	79*	71*	71*	78*	**87**	**85**
Frühling . .	**89**	83	**84**	81	66	73
Sommer . .	80	**86**	78	**85**	64*	70*
Herbst . .	83	82	73	83	75	82
Jahr . . .	83	80	77	82	72	77

Auf hohen Bergen in Mitteleuropa ist der Winter die trockenste und heiterste Jahreszeit, Frühling und Sommer sind die feuchtesten und trübsten Zeiten. Unten in der Niederung verhält es sich umgekehrt. Auf dem Ben Nevis (1343 m) ist, seiner Lage wegen, das ganze Jahr hindurch die Luft nahezu mit Wasserdampf gesättigt (Jahresmittel 94 %, Dezember 97, Juni 90 %); auf Pikes Peak (4308 m) hat der Winter 79, der Frühling 81, Sommer 75 und Herbst 77 % relative Feuchtigkeit (Jahr 78 %). In den Tropen folgt der Gang der relativen Feuchtigkeit oben wie unten dem Gange der Regenzeiten.

Den täglichen Gang der relativen Feuchtigkeit kennen wir jetzt nur von wenigen Punkten in großer Höhe. Vom Sonnblickgipfel liegen die Registrierungen der Feuchtigkeit von einem vollen Jahrgang berechnet vor [1]). Nach denselben tritt das Minimum der relativen Feuchtigkeit das ganze Jahr hindurch in den Vormittagsstunden ein zwischen 8^h und 9^h, das Maximum im Winter nach Mittag, in den übrigen Jahreszeiten am Abend zwischen 8^h und 10^h etwa. Die Sommerbeobachtungen auf dem Faulhorn und bei den Grands Mulets (Montblanc) zeigen dasselbe: Minimum 10^h vormittags, Maximum $6-8^h$ abends. Auch auf dem Gipfel des Ontake in Japan (3055 m) war um Mittag die Luft am trockensten, um 6^h abends am feuchtesten (August).

---

[1]) Hann, Die Verhältnisse der Luftfeuchtigkeit auf dem Sonnblickgipfel. Sitzungsber. d. Wiener Akad. April 1895.

Der tägliche Gang des Dampfdruckes auf Bergen wird namentlich dadurch charakterisiert, daß bald nach Mittag (auf dem Sonnblick zwischen 3 und 4^h) der Wasserdampfgehalt der Luft am größten ist, während er in den Frühstunden am kleinsten ist. Alle freien Höhenstationen in allen Klimaten stimmen darin überein, daß nach Mittag der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre sich rasch steigert und zugleich damit die Bewölkung.

Der tägliche Gang der Luftfeuchtigkeit in den Thälern stimmt dagegen mit jenem in den ebenen Niederungen überein, nur ist er etwas exzessiver, wie dies ja auch beim Gange der Temperatur der Fall ist.

Im allgemeinen haben Thäler, weil sie stärker erwärmt sind, bei gleicher absoluter Feuchtigkeit eine etwas größere Lufttrockenheit, als freie Abhänge oder Gipfel in gleicher Seehöhe.

Das Charakteristische der Feuchtigkeitsverhältnisse größerer Gebirgshöhen ist der raschere Wechsel und die größeren Extreme derselben. Volle Sättigung der Luft mit Wasserdampf, auf dem Boden aufliegende Wolken, wechseln häufig mit großer Trockenheit. Besonders auf isolierten höheren Berggipfeln sind diese Schwankungen häufig und extrem und sind von analogen Wärmewechseln begleitet[1]). Aufsteigende Luftbewegung bringt von unten Wasserdampf, der sich rasch zu Wolken verdichtet, Windstille und absteigende Luftbewegung führt dagegen die extreme Trockenheit der höheren atmosphärischen Schichten herbei. Junghuhns Psychrometerbeobachtungen auf den Gipfeln der hohen javanischen Vulkane und seine klassischen Schilderungen der Witterungsvorgänge auf denselben geben die trefflichsten Beispiele für die große Veränderlichkeit des Feuchtigkeitszustandes in diesen Höhen.

Auf dem G. Slamat (3374 m) war die mittlere relative Feuchtigkeit vom 20. bis 22. Juni 52 %, sie schwankte aber zwischen 13 % und 100 % innerhalb

---

[1]) Ueber die zuweilen auf dem Sonnblickgipfel (und Obirgipfel) im Winter eintretende große Trockenheit und gleichzeitige Temperaturzunahme siehe die vorhin citierte Abhandlung.

24 Stunden; auf dem G. Semeru (3740 m) war die Feuchtigkeit am 26. September nachmittags bloß 26 % mit einem Minimum von 5 %. Aus Pandanusblättern geflochtene Matten ließen sich zwischen den Fingern zu feinem Staub zerreiben. Gesicht, Lippen und Hände springen bei trockenem Wetter in diesen Höhen auf und man wird von heftigem Durst geplagt [1]).

Nicht anders ist es auf den Gipfeln unserer Alpen bei heiterer Witterung, nur ist der Kontrast gegen die Feuchtigkeit der Niederung nicht so groß, wie in den äquatornahen Gegenden. Martins' Beobachtungen auf dem großen Plateau des Montblanc (3930 m) geben für die Tage vom 28. August bis 1. September (1844) eine mittlere relative Feuchtigkeit von 38 %, während dieselbe in Chamounix gleichzeitig 82 % betrug; das Minimum war oben 13 %, unten 50 %. Diese große Trockenheit wechselt wieder mit tagelanger Sättigung der Luft mit Wasserdampf bei schlechtem Wetter, wo dann die Berge von einer gewissen Höhe an konstant in Wolken gehüllt sind. In den Thälern dagegen und in der Niederung überhaupt kommt in der wärmeren Jahreszeit eine Sättigung der Luft mit Wasserdampf nur zuweilen während der Nacht- und Morgenstunden vor (Nebelbildung).

Neben den Verhältnissen der absoluten und relativen Feuchtigkeit im Gebirgsklima ist auch noch die Größe der Verdunstung sehr zu beachten. Bei derselben relativen Feuchtigkeit, Temperatur und Windstärke ist auf den Höhen der Gebirge die Verdunstung viel stärker, als in der Niederung infolge des verminderten Luftdruckes. Es trocknet alles viel rascher in großen Höhen, getötete oder gefallene Tiere mumifizieren, ohne zu faulen (schon im unteren Engadin, 14—1600 m, ist luftgetrocknetes Fleisch landesübliche Speise), der Schweiß verdunstet rasch, die Haut ist trocken und spröde, das Durstgefühl wird gesteigert. Die „Evaporationskraft“ des Hochgebirgsklimas darf deshalb nicht nach der relativen Feuchtigkeit allein beurteilt werden, der verminderte Luftdruck ermöglicht

1) Junghuhn, Java. I. Bd.

eine viel raschere Verbreitung der gebildeten Wasserdämpfe, also eine Beschleunigung der Verdunstung. Dazu kommt dann auch noch die zeitweilig während schöner Witterung herrschende große Lufttrockenheit, von der schon die Rede war.

Die Bedeckung des Himmels mit Wolken, die Bewölkung, nimmt örtlich mit der Höhe im Gebirge zu, anderswo wieder ab, so daß lokale Verhältnisse hierbei maßgebend sind. In den tropischen Gebirgen ist die Bewölkung während der Regenzeit auf der Höhe stets größer, als in der Niederung, während der Trockenzeit verhält es sich oft umgekehrt. In höheren Breiten, namentlich in den Alpen, ist auf den Höhen der Winter die heiterste Jahreszeit, Frühling und Sommer haben die größte Trübung, es ist also der jährliche Gang der Bewölkung der entgegengesetzte von dem der Niederung. Hierfür einige Beispiele:

Ort	Höhe	Mittlere Bewölkung	Minim.	Maxim.	
Colombo .	12	5,8	4,1 Febr.	7,0 Juni, Aug.	Ceylon
Newara E.	1902	5,5	3,5 „	8,0 „	
Goalpara .	122	4,6	2,3 Nov.	7,6 „	Oestl. Himalaya
Darjeeling	2262	6,2	4,4 Dez.	8,7 „ Juli	
Roorkee .	270	3,0	0,8 Nov.	6,2 Juli, Aug.	Westl. Himalaya
Chakrata .	2150	4,6	1,6 „	8,6 Aug.	

Für die Bewölkungsverhältnisse der Alpen haben wir reichliches Beobachtungsmaterial, aus welchem ich folgende Mittelwerte abgeleitet habe:

		Mittlere Bewölkung.				
	Höhe	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Ebene Schweiz .	420 [1]	**7,3**	5,8	5,2*	6,2	6,1
Tirol (Thäler) .	1300 [2]	4,6*	**5,8**	5,4	5,2	5,2
„	1830 [3]	3,7*	4,6	**5,0**	4,2	4,4
E- u. W-Alpen .	2600 [4]	4,6*	**6,1**	5,6	5,5	5,4
Säntis	2467	5,1*	6,1	**6,5**	6,2	6,0
Sonnblick . . .	3100	5,2*	7,1	**7,3**	6,2	6,5

---

1) Genf, Neuchatel, Zürich, Basel, Altstätten.
2) Prägraten, Marienberg.
3) Vent, Sulden, Sils-Maria.
4) St. Bernhard, Theodul, Stelvio, Fleiß, Obir.

Man ersieht aus diesen Zahlen, daß es die Nebel des Herbstes und Winters sind, welche die mittlere Bewölkung der Niederung über jene der höheren Gebirgsthäler und Gipfel vergrößern. Die letzteren haben einen heiteren Herbst-, namentlich aber einen heiteren Winterhimmel. Die große Heiterkeit des Winterhimmels in den Hochalpenthälern gehört zu deren hervorragendsten klimatischen Vorzügen, sie bedingt neben der Lufttrockenheit und dem verminderten Luftdruck eine ungemein intensive Insolation. Diese klimatischen Eigenschaften im Verein mit ruhiger Luft [1]) sind es, welche Orte in Hochalpenthälern, wie z. B. Davos, zum Range klimatischer Winterkurorte erhoben haben.

Gegen das Flachland vorgeschobene isolierte Berge haben dagegen meist eine stärkere Bewölkung, als die Niederung, sie bedecken sich häufig mit Wolken und werden dadurch zu Wetterpropheten. So hat z. B. der Schafberg (1780 m) eine mittlere Bewölkung über 6, während die Alpenthäler in gleicher Höhe kaum eine solche von 5 haben.

Pikes Peak, von den trockenen heiteren Hochebenen der Rocky Mountains bis zu 4300 m aufsteigend, hat im Herbst 2,7, Winter 3,4, Frühling 4,4, Sommer 4,0 (Jahr 3,6) als mittlere Bewölkung, im Gegensatz dazu hat der Ben Nevis, April ausgenommen, stets eine Bewölkung über 8 (April 7,9, Januar 8,8, Jahr 8,4).

Sehr lehrreich für Meteorologie der Berghöhen ist der tägliche Verlauf der Bewölkung, welchen man mit Hilfe der Sonnenscheinautographen in neuerer Zeit hat konstatieren können. Die nachstehende kleine Tabelle enthält die mittlere Dauer des Sonnenscheins in Stunden für den Obir (2040 m) und Sonnblick (3100 m). Da der tägliche Gang der Bewölkung auf Bergen, wie wir noch aus anderen Erscheinungen werden schließen können, in allen Klimaten sehr übereinstimmend verläuft, so können diese Zahlen eine allgemeinere Bedeutung beanspruchen und sind in mehrfacher Hinsicht von Bedeutung.

---

[1]) Bedingt durch Windschutz der Berge und Fehlen von Lokalwinden bei gleichförmiger, die Temperaturdifferenzen fast aufhebender Schneedecke.

Mittlere Dauer des Sonnenscheins (in Stunden).

Tageszeit	Obir und Sonnblick				Jahr Obir Sonnblick	Jahr Wien Klagenfurt
	November Dezember Januar	Februar März April	Mai Juni Juli	August Septbr. Oktober		
6—7	0,1	7,0	34,4	17,0	58,5	72,9
7—8	12,8	27,7	42,7	38,9	122,1	104,0
8—9	34,8	37,6	**43,7**	44,2	160,3	136,9
9-10	41,3	41,2	42,4	**45,5**	**170,4**	161,0
10—11	45,0	**41,6**	38,8	44,1	169,5	176,5
11-Mittag	**46,6**	40,0	31,0	42,4	160,0	182,5
Mittag-1	46,0	38,0	29,3*	40,8	154,1	**183,7**
1—2	44,6	36,6	30,4	38,3	149,9	182,2
2—3	42,2	33,9	29,4	36,7	142,2	175,2
3—4	33,4	31,8	28,3	34,5	128,0	154,8
4—5	12,3	25,3	27,4	30,4	95,4	113,6
5—6	0,0	11,7	25,5	17,6	54,8	68,3
Vormitt.	180,6	195,1	233,0	232,1	840,8	833,8
Nachmitt.	178,5	177,3	170,3	198,3	724,4	877,8
Summe	359,1	372,4	403,3	430,4	1565,2	1711,6

Auf den Berghöhen der Alpen haben im Winter die Mittagsstunden die größte Häufigkeit des Sonnenscheins. Jeder Wintermonat hat durchschnittlich von 11^h bis Mittag und von Mittag bis 1^h je über 15 Stunden Sonnenschein, d. i. er hat jeden zweiten Tag im Winter um Mittag vollen Sonnenschein. Gegen das Frühjahr und den Sommer hin nimmt die Häufigkeit des Sonnenscheins um Mittag immer mehr ab und zwar nicht bloß relativ, sondern auch absolut. Im Vorfrühling haben die Stunden $9—11^h$ den meisten Sonnenschein, im Sommer fällt die größte Frequenz des Sonnenscheins schon auf $8—9^h$, nach 10^h nimmt der Sonnenschein rasch ab, d. i. die Bewölkung nimmt gegen Mittag hin rasch zu. Im Herbste endlich hat die Stunde von 9—10 vormittags den meisten Sonnenschein. Man bemerkt also eine sehr regelmäßige Verschiebung der sonnigsten Tageszeit von Mittag im Winter auf 9^h vormittags im Sommer und über $10—11^h$ vor-

mittags im Herbst wieder zurück auf Mittag im Winter. Im Sommer hat nicht einmal jeder dritte Tag um Mittag Sonnenschein.

Wie regelmäßig gegen den Sommer hin der Sonnenschein um Mittag abnimmt, zeigt sich noch deutlicher, wenn man die Häufigkeit des Sonnenscheins in dem 3stündigen Intervall von 11^h vormittags bis 1^h nachmittags in den einzelnen Monaten aufsucht. Man erhält dann:

Sonnblick und Obir.
Dauer des Sonnenscheins 11^h a. m. bis 1^h p. m. (Stunden).

Dezember	**47,0**	März	39,8	Juni	27,0*	September	40,4
Januar	46,1	April	32,2	Juli	36,3	Oktober	38,1
Februar	44,0	Mai	30,6	August	43,7	November	43,4

Dezember und Juni sind die Gegensätze. Zur Zeit des kürzesten Tages, der geringsten Insolation und Erwärmung des Bodens sind die Mittagsstunden auf Bergeshöhen am sonnigsten, umgekehrt sind sie zur Zeit des längsten Tages und der größten Erwärmung des Bodens am meisten bewölkt. Die Wirkung der durch diese Erwärmung hervorgerufenen aufsteigenden Bewegung der Luft tritt in diesen Zahlen sehr deutlich hervor. Andere meteorologische Erscheinungen, die damit im Zusammenhange stehen, teils als Ursache, teils als Wirkung, werden wir bald noch in Betracht zu ziehen haben.

Der hier nachgewiesene eigentümliche tägliche Gang der Bewölkung auf Gebirgshöhen ist eine der am meisten charakteristischen Erscheinungen des Hochgebirgsklimas unter allen wärmeren Himmelsstrichen, wo die aufsteigende Luftbewegung, im Sommer wenigstens, kräftig ist. In höheren Breiten, auf dem Ben Nevis z. B., ist aber der tägliche Gang des Sonnenscheins ähnlich wie bei uns in den Niederungen, das Maximum fällt nahe auf Mittag, und der Nachmittag hat mehr Sonnenschein als der Vormittag [1]).

In den Niederungen der Alpen und im Alpenvorlande sind nicht wie auf Bergeshöhen die Mittagsstunden

---

1) Z. 93, S. 350.

des Winters die sonnigsten, sondern jene des Sommers. Die mittlere Dauer des Sonnenscheins von 11^h vormittags bis 1^h nachmittags zu Wien und Klagenfurt ist z. B.:

Sonnenscheindauer 11^h bis 1^h. Wien, Klagenfurt.

Dezember	21,3*	März	49,7	Juni	52,0	September	57,0
Januar	32,4	April	49,0	Juli	64,2	Oktober	38,5
Februar	37,0	Mai	54,0	August	**66,5**	November	23,3

In Wien und Klagenfurt hat ein mittlerer Wintermonat bloß an 10 Mittagsstunden Sonnenschein, auf dem Obir und Sonnblick aber an 15—16 Stunden; im Sommer dagegen verhält es sich umgekehrt, unten gibt es 20, oben nicht ganz 12 Stunden mittägigen Sonnenscheins pro Monat.

In den Niederungen der Tropen ist der Vormittag heiterer als der Nachmittag, also so wie bei uns auf den Bergen.

Einfluß des Gebirges auf die Niederschläge. Den größten Einfluß nehmen die Gebirge auf die Kondensation des atmosphärischen Wasserdampfes, auf die Häufigkeit und Quantität der Niederschläge. Dieser Einfluß hat seinen Grund in der Entstehung aufsteigender Luftbewegung, womit eine rasche Abkühlung der Luft und eine Kondensation des Wasserdampfgehaltes derselben verbunden ist. Teils werden die allgemeinen Luftströmungen gezwungen, an den Abhängen eines Gebirgszuges emporzusteigen, teils veranlaßt das Gebirge selbst lokale aufsteigende Luftbewegungen, von denen später noch die Rede sein wird.

In allen Erdstrichen bedingen derart die Gebirge inselartige Räume häufigeren und verstärkten Regenfalls. Am augenfälligsten tritt dies hervor in den Regionen seltenen oder gänzlich mangelnden Regenfalls. So haben die höheren Plateaus und Gebirge der mittleren Sahara, Asben, Tibesti regelmäßigen Sommerregenfall, an den Gebirgen der nubischen und arabischen Küste des Roten Meeres entladen sich Gewitter mit schweren Regengüssen, während die Küste gar keinen oder seltenen Regenfall hat. Wo aus den Steppengebieten Mittelasiens sich Hochgebirge erheben, findet sich in gewisser Höhe Baumwuchs

und Wald ein infolge reichlicherer Niederschläge. Die ganze Kultur der dürren Niederungen daselbst ist angewiesen auf die von der Schnee- und Gletscherschmelze des Hochgebirges gespeisten Gebirgswasser. Aehnlich verhält es sich in den Wüsten des westlichen Nordamerika.

„Man könnte für das in den Rocky Mountains von Colorado und der Sierra Nevada in Kalifornien liegende, südlich bis zur mexikanischen Grenze reichende Gebiet approximativ als Regel gelten lassen, daß alles zu den echten Wüsten gehört, was unter 1000 m und zu den Halbwüsten, was zwischen 1000 bis 1500 m Seehöhe gelegen ist. Sobald das Terrain wieder ansteigt, bedeckt es sich mehr und mehr mit Vegetation und bei 2000 und 2400 m treten großartige Urwälder mit fetten Gründen und zahlreichen Quellen auf." „Würde das erwähnte Gebiet die Seehöhe von 1000 m nicht übersteigen, so wäre es ein einziger großartiger Wüstenkomplex, der an Ausdehnung halb Europa übertreffen würde." — „Painted Desert und Gila Desert sind voneinander durch die bewaldeten Hochgebirge Zentralarizonas getrennt. Tritt man von den Wüsteneien auf dem langsam steigenden Terrain in jene Gebirge über, so zeigt uns die schrittweise zunehmende Vegetation die wachsende Seehöhe fast so genau an, wie das Barometer. — Ueber 3500 m entkleiden die Gebirge sich wieder der Wälder und die Flora wird ärmer infolge der Temperaturerniedrigung" (O. Loew, „Die Wüsten Nordamerikas"[1]).

Am Kilimandscharo reicht die Steppe bis 1000 m, dann beginnt das Kulturland und darüber Buschwald bis 2000 m, der feuchte Urwald nimmt die Höhenregion von 2000—3000 m ein, darüber Grasflur mit einzelnen Stauden bis 4000 m. — Auch am Kenia ist unten Steppe, dann beginnt die Forstzone bei 2300 m und reicht bis 3100 m; darüber liegt die alpine Zone bis 4500 m.

Viele Gebirge haben eine nasse Seite, Regenseite, und eine trockene Seite[2]). Es sind dies jene Gebirgszüge, welche einer vorherrschenden Luftströmung von reichlichem Wasserdampfgehalt mehr oder weniger querüber in den Weg treten. In den Passatgebieten ist im allgemeinen die östliche Seite der Gebirge die feuchte Seite, namentlich dort, wo der Passat direkt vom Meere herkommt, in den höheren Breiten ist es zumeist die

[1]) Mitt. d. Vereins für Erdk. in Leipzig 1876.
[2]) Die klimatischen Verschiedenheiten der Luv- und Leeseiten im deutschen Mittelgebirge hat R. Aßmann sehr schön dargelegt in: Der Einfluß der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. Stuttgart 1886.

Westseite, weil hier die Westwinde vorwiegen. In Südasien, wo der SW-Monsun der Hauptregenwind ist, haben indes gleichfalls die Westhänge die größten Regenquantitäten aufzuweisen. Die nasse Seite eines Gebirges ist immer diejenige, welche dem Hauptregenwind der betreffenden Gegend zugewendet ist, d. i. einem Wind, der von einem Meere und aus niedrigeren Breiten herkommt. Gebirge, deren Achse mehr parallel zu demselben verläuft, haben keine ausgesprochene Regen- und Trockenseite. Dies ist z. B. bei den Alpen der Fall, deren Südhänge wie Nordhänge reichlich bewässert sind.

Daß der nassen Seite eines Gebirges eine trockene gegenüber liegen muß, bedarf kaum einer Erläuterung. Die feuchte Luftströmung verliert auf der ihr entgegenstehenden Gebirgserhebung allen Wasserdampf, der über dem Sättigungspunkt der Luft bei der niedrigsten Temperatur der Kammhöhe, welche sie zu überschreiten hat, liegt. Beträgt die Kammhöhe etwa 2000 m, so kühlt sich die Luftströmung um circa 10° oder mehr in ihrer ganzen Masse beim Ueberschreiten derselben ab. Hatten daher die untersten Schichten z. B. eine Temperatur von 15° und waren sie mit Wasserdampf gesättigt, so enthielt jeder Kubikmeter Luft 12,7 g Wasserdampf. Auf der Kammhöhe angelangt und auf 5° abgekühlt, kann dieses Luftvolum bloß noch 6,8 g enthalten, oder wenn man berücksichtigt, daß dasselbe sich im Verhältnis von 76 : 60 = 1,27 ausgedehnt hat, 8,6 g. In jedem Kubikmeter Luft werden daher beim Uebergang über einen 2000 m hohen Gebirgszug in unserem Falle 4,1 g kondensiert, das gibt bei einer 2000 m hohen Luftsäule einen Niederschlag von nahe 8 kg pro □m oder 8 mm Regenhöhe während der Zeit, welche die Luft bedarf, um 2000 m emporzusteigen. Da dieser Vorgang tagelang anhalten kann, so begreift man die enormen Quantitäten Regen, die auf der Luvseite eines solchen Gebirgszuges fallen können. Wenn nun die Luft auf der anderen Seite des Gebirges wieder allmählich in das frühere Niveau herabsinkt, erwärmt sie sich wieder beim Niedersinken und ist nun sehr trocken, da sie ja bloß bei der niedrigen Tem-

peratur der Höhe, aus der sie kommt, noch mit Wasserdampf gesättigt ist. Dieser Unterschied wird in wärmeren Klimaten noch dadurch verschärft, daß, während auf der einen Seite Trübung, Niederschläge und Abkühlung herrschen, auf der anderen abgewendeten Seite des Gebirges die unbehinderte Insolation bei heiterem Himmel eine starke Erwärmung der Niederungen hervorruft, welche die Trockenheit noch vergrößert und der Bildung von Niederschlägen entgegenwirkt[1]).

Beispiele eines großen Unterschiedes zwischen dem Regenfall auf beiden Seiten eines Gebirgszuges sind: die Westküste Norwegens mit 100—190 cm Regenfall (58 bis 63° N. Br.), während im Innern von Norwegen 50—60 cm fallen [der äußere Rand der großen Fjorde in Bergen hat 190 cm, der mittlere Teil derselben 155 cm und der innere Teil bloß 86 cm], die Westseite von Schottland mit einem Regenfall zwischen 120—300 cm, während die Ostseite nur 60—80 cm erhält; die Südinsel von Neuseeland, die auf der Westseite der neuseeländischen Alpen einen Regenfall über 250 cm hat, während auf der Ostseite bloß 60—80 cm fallen u. s. w. Aus subtropischen und tropischen Gegenden soll nur auf die Ostküste von Australien verwiesen werden, wo in Neusüdwales an der Küste von 28½—33½° N. Br. (153½—151½ E. L.) 188—124 cm fallen, in der inneren Littoralzone unter gleicher Breite (152½—150½° E. L.) ziemlich gleichmäßig circa 92 cm, während nach dem Inlande die Regenmenge rasch bis unter 30 cm abnimmt[2]), oder auf die

---

[1]) Ueber die Wolkenbildungen in der freien Atmosphäre, zu denen die Berge Veranlassung geben, hat Cleveland Abbe eine hübsche Beobachtung gemacht. Er erinnert dabei an die stehenden Wellen, die sich an der Oberfläche von Flüssen bilden, die über felsigen Grund fließen. Auch in der Atmosphäre kommt ähnliches vor. Solche stehende Wellen im freien Luftmeer, gekrönt durch Wolken, sieht man ständig am Gipfel des Green Mountain (Insel Ascension) auf dessen Leeseite sich bilden und auf hundert englische Meilen fortziehen unter dem Einflusse des stetigen SE-Passates. Diese Wolken verschwinden bei Nacht, wenn die Luft kühler und trockener wird und erscheinen regelmäßig jeden Tag von neuem. — Ueber die sogen. „Wolkenfahnen" an den Berggipfeln und über das „Tafeltuch" am Tafelberg siehe „Allg. Erdkunde", 5. Aufl., S. 180 u. 183, über die interessante Wolkenbildung beim „Helm Wind" s. Quarterly Journal R. Met. Soc. X (1884), S. 267; XI, S. 226 u. XII, S. 1.

Die Wolkenringe um die hohen Inseln im Passatgebiet werden später noch Erwähnung finden. Selbst flache Küsten können zu Wolkenbildung Veranlassung geben. S. Davis, Meteorology, S. 168.

[2]) Unter 33 u. 34° Breite fallen im Mittel unter 151½° E. L. 120 cm, unter

Insel Mauritius, wo auf der Ostseite zu Cluny[1]) 360 cm fielen (1862—66), während auf der Westküste (bloß 27 km nordwestlich von Cluny) zu Gros Cailoux[2]) während derselben Zeit der Regenfall bloß 71 cm betrug; im Mittel ist der Regenfall der Ostküste das Zweifache von jenem der Westküste in gleicher Seehöhe.

Die schönsten Beispiele für den Gegensatz einer feuchten regenreichen Luvseite und trockenen örtlich fast wüsten Leeseite bieten die hohen Inseln der Hawaiigruppe im Gebiete des NE-Passates. Auf Hawaii selbst hat Hilo an der NE-Küste über 400 cm, an den Bergabhängen steigert sich der Regenfall noch bis gegen 450 cm, ja wohl noch viel höher (für die beständige Wolkenregion in 12—1500 m nimmt Dutton einen Regenfall von 600 bis 700 cm an, was nicht unwahrscheinlich ist, denn auf der Luvseite des SE-Passates auf der Insel Taviuni [Fidschiinseln, 17° S. Br.] sind in 170 m Seehöhe im Mittel von 2 Jahren 628 cm gemessen worden), auf der Westküste fallen bloß 130—140 cm, an der Südküste noch weniger (Hilea hat 89 cm, hier liegt die Kauwüste).

Die merkwürdigste Steigerung des Regenfalls von der Küste landeinwärts gegen die Berge zeigt sich auf Oahu bei Honolulu. Daselbst fallen an der Küste 60—90 m, das Nuuanuthal aufwärts steigert sich aber die Regenmenge außerordentlich rasch, 2 km nördlich von der Stadt in 120 m Seehöhe fallen schon 230 cm, auf der Paßhöhe in 260 m Seehöhe 365 cm. Auf eine Entfernung von circa 8 km und einen Höhenunterschied von 250 m nimmt die Regenmenge von 85 cm auf 365 cm, also auf das Vierfache, zu[3]).

Die Insel Java zeigt gleichfalls örtlich eine sehr bemerkenswerte Steigerung des Regenfalls landeinwärts von der Küste. Die folgenden Regenmengen sind korrespondierende 16jährige Mittelwerte. Die Orte liegen an der Bahnlinie: Batavia-Buitenzorg.

150° E 77 cm, 148° E 57 cm, 146° E 46 cm, 144° E 35 cm und unter 142° E kaum noch 29 cm Regen.

1) 14 km von der SE-Küste in 305 m Seehöhe.

2) 3 km von der W-Küste in 40 m Seehöhe.

3) Hann, Regenfall auf den Hawaii-Inseln. Z. 95, S. 1—14.

Ort	Batavia	Meester Cornelis	Pasar Mingo	Depok	Bodjong Gedeh	Buitenzorg
Entfernung v. d. Küste	7	11	17	33	43	58 km
Höhe	7	14	35	92	130	265 m
Regenmenge	180	180	244	306	373	443 cm

Buitenzorg liegt südlich von Batavia, kaum 260 m höher, hat aber in Südwesten den Berg Sálak (2190 m) und gegen Südosten den Gédeh, der 2990 m hoch ist. Das Terrain beginnt hier beträchtlich zu steigen.

Ein recht charakteristisches Beispiel orographisch bedingten Regenreichtums und benachbarter Regenarmut bietet Hinterindien, und zwar Burma dar. An der Westküste fallen 400—500 cm, hinter den Arakan Hills, im Thal des Irawadi, sinkt die Regenmenge bis unter 100 cm herab, und steigt nach Norden mit der Annäherung an die Berge wieder auf 150—200 cm und darüber. Im Delta fallen circa 250 cm.

Sehr lehrreich ist auch die Regenverteilung im Alpengebiete, obgleich beide Außenflanken des Gebirgszuges reichlichen Regenfall haben, weil die Richtung desselben nicht senkrecht steht auf die der Regenwinde (SE und NW), sondern parallel zu denselben streicht. Da aber die Alpenkette aus mehreren Parallelketten besteht, zwischen welchen große Längsthäler verlaufen, so tritt der regenscheidende Einfluß der Gebirgszüge dadurch hervor, daß solche Längsthäler relativ wenig Regen haben, während der Außenseite der Kette reicher Regenfall zukommt. So beträgt die Regenmenge auf der Nordseite der nördlichen Kalkalpen zu Isny 139, Tegernsee 118, Salzburg 116, während hinter denselben im Innthal zu Landeck 57 und Innsbruck 87 cm fallen. Die Nordseite der Berner Alpen hat (nach Benteli) 150 cm Regenfall und darüber, auf der Südseite im Rhonethal fallen bloß 60—90 cm, jenseits auf der Südseite der Penninischen Alpen in Piemont fallen wieder sehr große Regenmengen: Pallanza 236, Biella 102, Ivrea 139 cm. Wir wollen hier diese Beispiele nicht weiter häufen, da die spezielle Klimatologie dieselben ohnehin zahlreicher bieten wird und wollen

nur noch auf die Regenverteilung im Innthale hinweisen, als besonders instruktiv für die austrocknende Wirkung hoher und massiger Gebirgsketten auf die Regenwinde.

Jährliche Regenmenge zu

Rosenheim	Innsbruck	Landeck	Remüs	Zernetz	Bevers	Sils	Castasegna
138	87	57	57	59	79	95	145

Das mittlere Innthal zwischen Landeck und Zernetz gehört zu den trockensten Gebieten der Alpenländer. Um diese Erscheinung richtig zu würdigen, muß man sich vor Augen halten, daß das Innthal einen unteren und oberen Eingang hat, indem die Wasserscheide des Maloja keinen Thalabschluß bildet, sondern das Innthal hier über einen kaum merklichen Sattel ins Mairathal (Bergell) abfällt. Der Regen kommt so im Innthal vom oberen und unteren Ende und die Menge desselben ist im mittleren Teile am geringsten, namentlich aber im unteren Engadin, welches durch eine Knickung der Thalrichtung fast allseitig von hohen und mächtigen Gebirgszügen eingeschlossen ist.

Der Regenfall nimmt mit der Höhe im Gebirge zu, aber nur bis zu einer gewissen Seehöhe, von welcher ab die Regenmenge sich wieder vermindert. Das Maß dieser Zunahme unterliegt jedoch keinen einfachen Regeln, es hängt ganz und gar von den örtlichen Verhältnissen ab, welche die Vermehrung des Regenfalls begünstigen oder derselben entgegenwirken. Der Grund für die Zunahme der Niederschlags-Menge und -Häufigkeit mit der Seehöhe ist darin zu suchen, daß, wie vorhin erörtert, die Erhebungen des Landes die Luftströmungen zu aufsteigenden Bewegungen und dadurch zur Abkühlung nötigen, und anderseits auch bei windstillem Wetter lokale aufsteigende Strömungen über den Bergländern eintreten. Eine weitere Begünstigung der Niederschläge wird im Gebirge in zweiter Linie noch dadurch erzielt, daß eine reichere Vegetationsdecke und größere Befeuchtung des Bodens den lokalen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre vermehrt, namentlich aber die geringere Erhitzung des Bodens und geringere Wärmestrahlung

desselben der Kondensation des Wasserdampfes weniger entgegenwirkt, als über ausgedehnten Niederungen. Die Quantität, namentlich aber die Häufigkeit der Niederschläge wird dadurch gesteigert.

Die Gebirge kondensieren den Wasserdampf der Regenwinde in reichlichster Menge und verhindern dann, daß ihnen bei trockenem heiterem Wetter dieser Wasserreichtum durch die Winde wieder entführt wird. In den Alpenthälern ist nach warmen schönen Sommertagen am Morgen Wiese, Strauch und Baum von Tau tropfnaß wie nach einem Regen. Die lokalen aufsteigenden Luftströmungen führen am Nachmittage den Wasserdampf in die Höhe, wo er sich zu Wolken und Gewitterregen kondensiert und so der Erde wieder zurückgegeben wird. Die durch Wald- und Wasserreichtum lokal gesteigerte Luftfeuchtigkeit kann die Gebirgswände nicht passieren, ohne größtenteils vorher kondensiert zu werden. So konserviert sich das Gebirge seine wasserdampfreiche Atmosphäre. Die abnormen Frühlingsregen im Brahmaputrathal in Assam, die schon im April beginnen, in der trockenen heißen Zeit Nordindiens, erklären sich in ähnlicher Weise als eine Folge des Wald- und Wasserreichtums und der Gebirgsumrahmung dieser Gegend, welche die Luftfeuchtigkeit konzentriert erhalten und aufsteigende Luftbewegungen begünstigen. Sie verdanken der Kondensation der lokalen Feuchtigkeit ihre Entstehung, welche durch die Winde nicht fortgeführt werden kann.

Schon bei der Annäherung an ein Gebirge nimmt der Regenfall zu, weil die Luft schon in einiger Entfernung von dem Hindernis, das ihr in den Weg tritt, zum Aufsteigen gezwungen wird. Fast alle Gebirgsländer bieten Beispiele dafür, daß nicht völlig sprungweise der Regenfall erst am Fuße derselben sich steigert. Wir haben dies oben auf der Linie Batavia-Buitenzorg sehr schön beobachten können, ebenso bei Honolulu. Am auffallendsten zeigt aber folgendes von Blanford gegebene Beispiel diese Art Fernwirkung einer größeren Bodenerhebung.

Ort	Dacca	Bogra	Mymensingh	Silhet
Entfernung vom Fuß des Khassiagebirges . . .	161	96	48	32 km
Regenfall	191	231	274	380 cm

Alle diese Orte liegen in der Ebene in einer Seehöhe von nur circa 20 m.

In derselben Weise steigern selbst Hügel, welche weit unter der Höhenregion bleiben, wo die Wolken sich bilden, die Regenmenge, indem mit den unteren auch die oberen Schichten der Luftströmungen sich heben, sich abkühlen und wenn schon nahe mit Wasserdampf gesättigt, den Wasserdampf zu Wolken und Regen verdichten.

Die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe mag nun durch einige Beispiele illustriert werden.

Deutsche Mittelgebirge:

Seehöhe . .	1—200	2—300	3—400	4—500	5—700	700—1000 m
Regenfall cm	58	65	70	78	85	100

Die deutschen Mittelgebirge erreichen nicht jene Höhe, von welcher an die Niederschlagsmenge wieder abnimmt.

Die zahlreichen Stationen in Böhmen ergeben für eine mittlere Höhe von 260 m eine durchschnittliche Regenmenge von 60 cm, für 450 m 65 cm, für 640 m 81 cm und für 870 m einen Regenfall von 103 cm. Die Zunahme nach oben ist bis zum Niveau von circa 1000 m eine steigende.

Rawson hat die Zunahme des Regenfalls mit der Höhe aus den Ergebnissen der zahlreichen Stationen der Insel Barbados nachgewiesen [1]). Für jedes Höhenintervall von 100 Fuß ergibt sich dieselbe deutlich. Indem wir je 3 seiner Höhenstufen zusammenfassen und rund in Metern ausdrücken erhalten wir:

Seehöhe	50	140	240	über: 280 m
Zahl der Stationen	51	25	21	9
Regenmenge. . .	111	121	142	158 cm

Die Zunahme des Regenfalls mit der Höhe auf der Regenseite eines Gebirgszuges und die rasche Abnahme

[1]) Report upon the Rainfall of Barbados. Barbados 1874.

nach Ueberschreitung der Kammhöhe zeigt sich in folgender Zusammenstellung mittlerer Regenmengen.

Schwarzwald (die Stationen folgen sich von W nach E):

Ort	Seehöhe	Relative Regenmenge
Auggen	290 m	1,00
Badenweiler	420	1,23
Höhenschwand	1010	1,76
Donaueschingen	690	1,01

Absolute Regenmengen: Auggen 107 cm, Höhenschwand 188 cm.

Arlberg (die Stationen folgen sich von W nach E):

Bludenz	590	1,00
Klösterle	1060	1,15
Stuben	1410	1,44
St. Christoph	1800	1,52
St. Anton	1300	0,69
Landeck	800	0,48

Absolute Regenmengen: Bludenz 120, St. Christoph 182, Landeck 57 cm.

Redding von der C. P. Railroad hat einige Jahre hindurch in Kalifornien und in der Sierra Nevada Regenmessungen anstellen lassen. Aus diesen ergibt sich, daß längs der Route von Sacramento zum Scheitelpunkt der Bahn (Sumit) die jährliche Regenmenge durchschnittlich für je 30 m Seehöhe um $2\frac{1}{2}$ cm zunimmt, und an der Station Sumit [1]) selbst erreicht die mittlere Jahressumme des Regenfalls 230 cm. Dann nimmt die Niederschlagsmenge nach Osten hin außerordentlich rasch ab, denn in dem Thale des Humboldt River beträgt sie bloß noch 8—10 cm. Hierauf nimmt die Regenmenge wieder zu mit der Annäherung an die Wasatch Mountains.

Wenn man eine Regenkarte zeichnet in der Weise, daß man Linien gleichen Regenfalls auf eine Karte einträgt, so wird dieselbe einer Höhenschichtenkarte des Landes sehr ähnlich. Ein schönes Beispiel hierfür gibt der böhmische Bergkessel, in dem die Regenmengen

1) Die Seehöhe der Station Sumit in der Sierra Nevada in 39° 30′ N. Br. ist 2140 m, die Temperatur des Winters −1,9, Frühjahrs 2,4, Sommers 14,6 und des Herbstes 7,1, Jahr 5,6°.

allseitig gegen den Gebirgsrand zunehmen, namentlich aber in der Richtung von SW nach NE.

Von großem Interesse ist die Frage nach der Seehöhe, in welcher die Niederschlagsmenge ein Maximum erreicht, um von da an höher hinauf wieder abzunehmen. Es liegen bisher nur wenige Bestimmungen derselben vor, vornehmlich aus den Tropen, wo die Verhältnisse wegen der größeren Beständigkeit der Temperatur am einfachsten sich gestalten.

R. Huber versuchte die Abhängigkeit der Jahressumme des Niederschlags von der Seehöhe und von dem mittleren Böschungswinkel des regenfangendes Thalhintergrundes für den Kanton Basel festzustellen. Er gelangt zu folgender Formel, in welcher h die relative Seehöhe der Station über dem Niveau von 300 m und α den mittleren Böschungswinkel bedeutet.

Jährl. Regenmenge $= 793$ mm $+ 0{,}414\,h + 381{,}6$ tang α.

„Die Niederschläge im Kanton Basel in ihrer Beziehung zu den orographischen Verhältnissen.“ Baseler Dissert., Zürich 1894. Die Stationen um den Rigi und Säntis geben gleichfalls eine Zunahme des Regenfalls um 40—50 mm pro 100 m. Aus der „topographischen“ Formel geht aber hervor, daß der Einfluß der Böschung größer ist, als der der Erhebung (41 mm pro 100 m, dagegen 382 mm für 45° Böschung); da nun im allgemeinen in der Kammhöhe des Gebirges die Böschungen geringer sind als an der Lehne, so folgt daraus, daß an der Lehne eine Zone maximalen Niederschlages vorhanden sein muß. A. Riggenbach, Verhandl. der naturf. Gesellsch. zu Basel, Bd. X, Heft 2.

Hill hat für den nordwestlichen Himalaya die Seehöhe des größten Regenfalls während der Monsunregenperiode zu 960 m relativ über den Ebenen der Nordwestprovinzen oder 1270 m absolut ermittelt [1]). Setzt man den Regenfall in der Ebene = 1, so beträgt derselbe in der Maximalzone bei 1270 m Seehöhe 3,7 und in 3000 m nur mehr 0,2.

Für die wenig reichlichen Regen im Winter und Frühling, der Periode größerer Lufttrockenheit, liegt die Maximalzone höher.

Sykes hat schon früher darauf aufmerksam gemacht, daß die Regenmenge in den westlichen Ghats in circa

1) Z. 79, S. 161.

1400 m ein Maximum erreicht. Im Jahre 1849 waren die relativen Regenmengen in der Uttra Mullay Range folgende:

Basis	Attagherry	Uttra Mullay	Agusta Peak	
150	670	1370	1890	Seehöhe m
1,00	1,72	2,53	1,96	Regenmenge %

Auch die vieljährigen Mittel geben für die Stationen in der Seehöhe von circa 1400 m die größten Regenmengen und die Orte, wo bisher die größten Regenmengen auf der ganzen Erdoberfläche gemessen worden sind, Cherapunji in den Khassia Hills (1260 m) mit 1253 cm [1]) und Mahableswar (1380 m) mit 643 cm, sowie Baura mit 662 cm liegen in dieser Höhenregion.

Für Java nimmt Junghuhn die Zone stärksten Regenfalls bei circa 1000 m an (2200—4000′).

Von den Gebirgen mittlerer und höherer Breiten liegen fast keine Beobachtungen und Untersuchungen über die Höhenzone des maximalen Niederschlages vor. In den Alpen dürfte sie nicht viel oberhalb 2000 m liegen. Für den englischen Seendistrikt gibt Philipps folgende Daten [2]). Steigt man in Borrowdale aufwärts, so beträgt die Regenmenge zu Keswik (82 m) am Eingange des Thales 150 cm, erreicht aber im oberen Teile zu Seathwaite (128 m) schon 340 cm. Von Borrowdale am Scawfell sich erhebend, trifft man zu Stye (330 m) die maximale Regenmenge von 420 cm, während noch höher am Pik selbst (in 975 m) die Regenmenge bloß 163 cm beträgt. Im Mittel zahlreicher Stationen erhält man folgende mittlere Regenmengen: Westseite (160 m) 212 cm, Ostseite (115 m) 298 cm [3]), Mittel 255 cm; Pässe (460 m) 335 cm, Gipfel (884 m) 171 cm. Das Maximum des Regenfalls ist auf halber Höhe des Scawfell in circa 500 m Seehöhe anzunehmen.

Daß es an hohen Gebirgen eine obere Grenze der

---

1) 18–24jährige Beobachtungen.
2) Report British Association 1868, S. 472.
3) Die größere Regenmenge der Ostseite erklärt Laughton dadurch, daß auf der Leeseite von mäßigen Höhen die Luft jenseits des Berges noch fortfährt aufzusteigen. Die regenreichen Stationen Stye Head und Seathwaithe liegen schon auf der Nordostseite des Berges. Quarterly Journal Vol IV, 80.

maximalen Niederschlagsmenge (nicht aber der Häufigkeit der Niederschläge) geben muß, ist leicht einzusehen. Die Abnahme der Temperatur mit zunehmender Höhe bedingt notwendig auch eine Abnahme des Wassergehalts der Luft und die Intensität der Niederschläge muß dadurch in einer gewissen Seehöhe so weit verringert werden, daß sie auch durch eine größere Häufigkeit derselben nicht mehr kompensiert werden kann. Die maximale Niederschlagsmenge ist im allgemeinen in jener Höhe zu erwarten, wo bei dem durchschnittlichen Feuchtigkeitsgehalt der Luft in der Niederung dieselbe im Emporsteigen soweit abgekühlt wird, daß die Kondensation des Wasserdampfes beginnt. Denn hier fallen noch die Niederschläge bei der höchsten Sättigungstemperatur, wo für jeden Grad Temperatur-Erniedrigung die ausgeschiedene Wassermenge ein Maximum ist[1]). Im Winter bei höherer relativer Feuchtigkeit liegt diese Höhengrenze viel niedriger als im Sommer und die Intensität der Niederschläge ist geringer als in letzterer Jahreszeit, die Quantität derselben kann aber durch größere Häufigkeit dennoch sehr bedeutend werden. Wir besitzen keine Untersuchungen über die jahreszeitliche Schwankung der Höhenzone der maximalen Niederschläge. Die große relative Zunahme der Niederschlagsmenge des Winters auf den größeren Erhebungen der deutschen Mittelgebirge (siehe Details im Klima von Mitteleuropa) scheint dafür zu sprechen, daß dieselben im Winter diese Höhenzone erreichen.

Erk hat aus zweijährigen Aufzeichnungen in Bayern auf der Nordseite der Alpen folgende Resultate abgeleitet:

Es existiert eine jahreszeitliche vertikale Verschiebung der Zone maximalen Niederschlages, die in erster Linie von der Jahresperiode der Temperatur abhängig ist. Mit Bestimmtheit tritt eine einfache Maximalzone häufig im Winter in den Lagen von 600—1000 m auf. Es darf aber nicht verkannt werden, daß die-

1)

Temperatur . .	—10°	—5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	C.
Wasserdampf pro Kubikmeter . .	2,28	3,38	4,87	6,79	9,36	12,74	17,15	22,83	30,08	g
Kondensation für 1° Temperaturabnahme . . .	0,17	0,25	0,33	0,43	0,57	0,75	0,98	1,25	1,59	mm

selbe nicht regelmäßig und durch den ganzen Winter anhaltend auftritt. (Die vertikale Verteilung und die Maximalzone des Niederschlags am Nordabhang der bayerischen Alpen. Z. 87, S. 55.)

Aus Zentralasien haben wir die interessanten Beobachtungen Sewerzows im Thianschan, aus denen die Hebung, welche die Wolken- und Regenregion von Winter zum Sommer erfährt, schön zum Ausdruck kommt. Die Zone der Winterschneewolken befindet sich hier in einer Höhe von 2500—3000 m, es ist dies zugleich die Höhenzone der Tannenwälder, welche in geringeren Höhen der Trockenheit wegen fehlen. Die höheren Regionen empfangen wenig Winterschnee, dagegen reichlicheren Regen durch die höheren Sommerwolken und dies begünstigt in diesen Höhenzonen den Graswuchs, das Vorhandensein guter Weiden. So kommt es, daß die Kirgisen ihre Winterlager in diesen großen Höhen haben, die fast ganz schneefrei sind, und dabei ausgezeichnetes Futter für ihre Herden darbieten. Die Boginzen treiben im Winter ihre Pferdeherden auf das Hochland zwischen Barskoun und Narin in 3400—3700 m Seehöhe, wo es im Gebirge Sary-Tur fast ganz schneefreie Thäler und Hügellandschaften mit gutem Futter gibt, die gegen den Wind geschützt sind und sonnige Abhänge darbieten. Wood fand am Ausflusse des Amu-Darja aus dem Sary-kul (Viktoria-See) auf dem Pamir in 4880 m Höhe Winterlager der Kara-Kirgisen mit Pferden, Schafen und Yaks; das Hochland war im Januar schneefrei und das Weideland offen, während der Weg zum Hochland hinauf mit tiefem Schnee bedeckt war. Diese hochgelegenen Weiden, welche im Winter schneefrei sind, weil sie höher liegen, als die Winterschneewolken reichen, und zugleich niedriger als die untere Schneegrenze, bilden eine bemerkenswerte Eigentümlichkeit der hohen Gebirgsgegenden Zentralasiens. Der heitere Winterhimmel der Hochthäler unserer Alpen in 1300—1800 m Seehöhe ist nur ein schwaches meteorologisches Analogon zu diesen Verhältnissen.

Schneegrenze. Die Höhengrenze, bis zu welcher sich im Sommer die zusammenhängende Schneedecke hoher

Gebirge zurückzieht, nennt man die klimatische Schneegrenze oder Schneelinie, die mit der Firngrenze im wesentlichen zusammenfällt. Sie ist in erster Linie abhängig von der Sommerwärme und der Mächtigkeit der winterlichen Schneeniederschläge. Wo in normaler Lage (auf ziemlich ebener Fläche) die Schneedecke im Sommer gerade nicht mehr zum Abschmelzen gebracht werden kann, dort liegt die Grenze des „ewigen Schnees“.

Die erste Periode in der Entwickelung des Begriffs der Schneegrenze von Bouguer bis de Saussure wurde beherrscht von der Ansicht, daß Schneegrenze und Frostgrenze (d. i. der Jahrestemperatur des Gefrierpunktes) identisch seien. Die rein physikalische Betrachtung führte zu der Aufstellung einer allgemeinen Hypothese über ihren Verlauf, und zu einer Formel, welche die Höhe derselben bloß als Funktion der geographischen Breite darstellte.

In der zweiten Periode unter Saussure begann man beide Begriffe Schneegrenze und Frostgrenze voneinander zu trennen, nachdem man erkannt hatte, daß sie in Wirklichkeit keinesfalls zusammenfallen und man begann der Beobachtung des Phänomens in der Natur mehr Wert beizulegen.

Unter Alex. v. Humboldt verdrängte die vergleichende geographische Betrachtung vollständig die deduktive Methode. Man erkannte den wahren komplizierten Charakter des Problems und es bildete sich der Begriff der klimatischen Schneegrenze als der unteren Grenze der dauernd zusammenhängenden Schneedecke im Gebirge.

Als letzte Erweiterung des Begriffs müssen wir unsere heutige Auffassung ansehen, welche außer der klimatischen auch eine orographische Schneegrenze anerkennt. (F. Klengel, „Die historische Entwickelung des Begriffs der Schneegrenze“, Mitt. des Ver. f. Erdk. in Leipzig; 1889.)

Es ist das Verdienst von F. Ratzel, den Begriff der orographischen Schneegrenze neben dem der klimatischen Schneegrenze festgestellt und zur Geltung ge-

bracht zu haben. Dieselbe ist die untere Grenze der vereinzelt oder in größerer Zahl auftretenden Schneefelder und Firnflecken, die ihre dauernde Erhaltung wesentlich orographischer Begünstigung zu danken haben. („Zur Kritik der sogen. Schneegrenze". Leopoldina, 1886. Man vergl. auch: Ratzel, „Die Schneedecke besonders in deutschen Gebirgen. Stuttgart 1889.)

Bouguer glaubte, daß die (klimatische) Schneegrenze mit der isothermen Fläche von 0^{0} zusammenfalle, Humboldt und Buch setzten dafür die mittlere Sommerwärme von 0^{0}, Renou suchte nachzuweisen, daß die Schneegrenze in allen Klimaten in jener Seehöhe zu finden sei, wo die mittlere Temperatur der wärmeren Jahreshälfte gleich dem Gefrierpunkt ist. Es spielt aber neben den Wärmeverhältnissen die Quantität der Niederschläge, namentlich die Quantität der Winterniederschläge oder des Schneefalls bei dieser Erscheinung eine so große Rolle, daß ohne gleichzeitige Berücksichtigung dieses Faktors viele Vorkommnisse unerklärlich bleiben würden, was von Humboldt schon anerkannt wurde. Daneben kommen noch als lokale Einflüsse in Betracht die Exposition der Berghänge gegen die Sonnenstrahlung und gegen warme und trockene Landwinde, die mehr oder minder große Steilheit derselben und die Höhe, zu der sich das Gebirge über die Schneeregion erhebt. Daß in unserer Hemisphäre die Schneegrenze auf den Nordhängen tiefer herabreicht als auf den Südhängen, wird durch die intensivere Wirkung der Insolation auf die letztere erklärlich.

Unter und nahe dem Aequator ist die Schneelinie nach unten gut begrenzt und verläuft ziemlich geradlinig. Anders in höheren Breiten, wo die Exposition, Steilheit der Gehänge und andere Lokaleinflüsse eine sehr große Rolle spielen, so daß der Verlauf der Schneelinie sehr unregelmäßig wird und deren mittlere Seehöhe ziemlich schwer zu bestimmen ist. Man trifft sie hier in demselben Gebirgsstock durchaus nicht überall in gleicher Höhe, und in schattigen Schluchten und Rissen finden sich zerstreute Schneefelder und Schneeflecken noch weit unterhalb der

wahren Schneegrenze. (Ratzels orographische Schneegrenze.)

Während unter dem Aequator die untere Schneegrenze das ganze Jahr sich ziemlich in derselben Seehöhe hält, werden die Schwankungen derselben mit zunehmender Breite und der damit zunehmenden jährlichen Wärmeänderung immer größer[1]). Als untere Grenze einzelner Schneefälle während der Sommerregenzeit kann man für die Anden von Quito die Seehöhe von 3600 m ansetzen, während die Schneegrenze selbst bei 4500 m liegt. Auf der Südseite des Himalaya schneit es im Winter fast regelmäßig bis zu 1500 m herab, in höchst seltenen Fällen ist auch schon in 900 m Seehöhe Schnee gefallen[2]). H. Schlagintweit gibt folgende Zahlen für die Höhe der Schneelinie in den vier Jahreszeiten im Himalaya:

Höhe der mittleren Schneelinie[3]) in Meter:

	Winter	Frühjahr	Sommer	Herbst
Südabhang . . .	2700	3800	4900	4270
Nordabhang . .	2600	4270	5200	4700

Auf Teneriffa (28° N. Br.) fällt der letzte Schnee in einer Seehöhe von circa 1300 m; auf Madeira (32° N.) oberhalb 800 m und unter 36—37° Breite in Algerien und Südspanien kommt schon im Meeresniveau gelegent-

1) In den Tropen rückt örtlich (z. B. in Mexiko) die untere Schneegrenze in der Regenzeit, die doch unserem Sommer entspricht, herab und zieht sich in der trockenen, sonnigen, wenn gleich kühleren Trockenzeit des Winters wieder in größere Höhen zurück.

2) Die Ebene des Pandschab (circa 300 m Seehöhe), sagt Drew, ist frei von Schnee und ebenso die äußeren Bergketten. In einer Höhe von 1200 m kann im Januar Schnee fallen und in 3000 m Seehöhe bleibt der Schnee circa 3 Monate liegen, in den Thälern bleibt er aber länger liegen, ganz Ladakh liegt für mehr als 3 Monate unter Schnee. Doch selbst in einer Seehöhe von 4000 m verschwindet der dünne Schnee durch Verdunstung und durch den Wind. In dem flachen Alluvium des oberen Indus (in 4200 m Seehöhe) weiden im Winter die Champos ihre Herden. — Bei Leh liegt die Sommerschneelinie auf der Nordseite bei 5600 m, auf der Südseite bei 5800 m, im östlichen Teil von Rupschu und um Pangkong bei 6100 m.

Nach Hill ist in den Nordwestprovinzen die untere Schneegrenze im Winter 1700 m (in den äußeren Ketten von Kemaon) und etwas tiefer in Dehra Dun und im nördlichen Pandschab. Ungefähr jedes zehnte Jahr fällt der Schnee bis zu 1500 m herab, und das tiefste Niveau, welches der Schneefall in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts erreicht hat, war 900 m.

3) Jene Höhe, welche wenigstens während der halben Dauer der Jahreszeit mit Schnee bedeckt bleibt.

lich Schneefall vor. Die obere Schneegrenze liegt hier in der Sierra Nevada oberhalb 3000 m.

Humboldt stellt die Ergebnisse seiner Untersuchungen über die untere Grenze des Schneefalls in folgender Uebersicht zusammen:

Breite	Untere Grenze des Schneefalls	Untere Grenze des ewigen Schnees	Diff.
0	4000	4800	800
20	3000	4600	1600
40	0	3000	3000

Diese Zahlen geben bloß das durchschnittliche Verhältnis. So schneit es zuweilen, wenn auch selten, in Neapel, Lissabon, sogar in Malaga, und man hat Schnee fallen sehen in der Stadt Mexiko, die unter 19° N. und in 2270 m Seehöhe liegt. Freilich war dies seit Jahrhunderten nicht vorgekommen. Zu Valladolid (Mechoacan), 19° 42′ N. Br. und 1950 m hoch, waren schon die Straßen mehrere Stunden lang mit Schnee bedeckt.

Während in Südeuropa die Grenze des Winterschneefalls im Meeresniveau circa unter 36° Breite angenommen werden darf, und überhaupt das ganze Mittelländische Meer innerhalb der Aequatorialgrenze des Schneefalls liegt, schneit es in Ostasien, gelegentlich selbst noch in Canton unter 23° 12′ N. Br., also unter dem Wendekreis. Dies ist aber auch das äußerste Extrem. Zunächst kommen dann die südlichen Staaten von Nordamerika, wo bis zu 26° N. Br. Schnee in den Niederungen fällt. Ueber den Schneefall auf der südlichen Hemisphäre erwähnen wir nur, daß schon einmal zu Sydney (33,9° S. Br.) Schnee gefallen ist, in Südamerika hat es schon zu Buenos Aires und zu Montevideo geschneit. Am Kap der guten Hoffnung dagegen ist es eine Seltenheit, wenn man den Tafelberg beschneit sieht.

Eine umsichtig bearbeitete Monographie über „Die Aequatorialgrenze des Schneefalls“ verdanken wir Hans Fischer. (Mitt. des Ver. für Erdk. zu Leipzig, 1887, mit Karte.) Die Hauptergebnisse sind:

Aequatorialgrenze der Schneefälle.

	Regelmäßige	Gelegentliche Schneefälle
Westküste von Europa . . .	45° N.	33° N.
Mittelmeerküsten	37 „	29 „
Inneres von Asien	24 „	22 „
Ostküste von Asien	30 „	22½ „
Amerika, Westküste . . .	47 „	34 „
„ im Innern bis . .	25 „	19 „
„ Ostküste	35 „	27 „
Südafrika, Inneres	— „	24 S.
Australien, Ost- und Südküste	— „	34 „
Südamerika, Westküste . .	45 S.	34 „
„ Ostküste . . .	44 „	23(?) „

Schnee fällt gelegentlich in ganz Südeuropa, Tripolis, Algier, Unterägypten, in ganz Syrien und Mesopotamien. Im südlichen Kapland fällt im Inneren nur gelegentlich Schnee. In den Ebenen im Inneren Südamerikas kommen Schneefälle bis gegen den Wendekreis vor.

Nach einer 30jährigen Beobachtungsreihe über die Höhe der Schneelinie am Säntis (2500 m) und in der Nordostschweiz überhaupt an jedem Tag des Jahres, welche Denzler bearbeitet hat, hält sich die Schneedecke

bei	650 m	(2000′)	während	77	Tagen,
„	1300 „	(4000′)	„	200	„
„	1950 „	(6000′)	„	245	„

so daß in einer Seehöhe von 1950 m bloß 120 Tage durchschnittlich schneefrei sind (unter 47° N. Br.). Das Zurückweichen der unteren Schneegrenze im Frühling und das Herabsinken derselben im Herbst wird aus folgenden Zahlen ersichtlich (1, 2, 3 bezeichnen die Dekaden des Monats):

Seehöhe der Schneegrenze in Meter

Dekade	März	April	Mai	Juni	Juli [1]	Okt.	Nov.	Dez.
1.	690	810	1220	1750	2340	1980	1190	820
2.	730	900	1250	1930	Sept.	1730	1000	740
3.	730	1020	1470	2060	2030	1510	870	—

[1]) Es sind hier nur die erste Dekade des Juli und letzte des September noch aufgeführt, weil die Schneegrenze im Hochsommer oft über dem Gipfel des Säntis lag, so daß die Mittelzahlen für diese Periode zu niedrig werden; das höchste Mittel der zweiten Dekade des August ist 2460 m, während die Schneegrenze bei 2600 m liegt; aus einem ähnlichen Grund sind die Winterbeobachtungen weggelassen.

Die Schneegrenze scheint in der Ostschweiz ihren tiefsten Stand Ende Januar zu erreichen, ihren höchsten circa am 10. August. Sie weicht im Frühling langsam auf die Höhen zurück und steigt im Herbst rasch wieder herab. Um die Mitte März liegt sie in derselben Höhe wie um die Mitte Dezember, und befindet sich Ende Oktober noch in größerer Höhe als Ende Mai. Dies entspricht dem späten Frühlingsanfang der größeren Gebirgshöhen und dem langen in den Herbst hinein sich erstreckenden Nachsommer derselben.

Eine zweite langjährige (1863—1878) Beobachtungsreihe über die jahreszeitliche Höhenänderung der Schneegrenze in den Nordalpen bei Innsbruck verdanken wir Anton v. Kerner (bearbeitet von Fritz v. Kerner)[1].

Mittlere Höhe der Schneegrenze in Nordtirol.

Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
Südexposition (Nordgehänge des Innthales)											
740	650	740	960	1270	1700	2190	2680	3130	3210	2150	1300
Nordexposition (Südgehänge des Innthales)											
680	590	600	720	1100	1540	2030	2470	2930	2760	1890	1010

Das Ansteigen ist vom Mai zum Juni am raschesten (490 m), das Zurückweichen vom September zum Oktober (circa 900 m). Ueber die Dauer der Schneedecke bei Nordexposition und über die Zahl der Schneetage geben folgende Zahlen Auskunft.

Höhe	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400 m
Schneedecke	86	102	122	134	163	194	214	231	253	285 Tg.
Schneetage	—	—	142	170	191	209	227	246	267	285 „

Die Isotherme von 0° liegt von Dezember bis Februar unterhalb der Schneegrenze (im Januar um 700 m). Die übrige Zeit liegt sie höher und zwar im Juni und Juli um 1160 m.

Den obigen von Denzler und Kerner ermittelten Seehöhen der temporären Schneegrenze in den Nordalpen

---

[1]) Denkschriften der Wiener Akad. Bd. LIV, 1887. Z. 88, S. [80].

entsprechen folgende mittlere Monatstemperaturen an derselben unter 47° N. Br.

März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Höhe der Schneegrenze in Hektometern.									
7,1	10,2	14,4	19,3	24,8	28,6	25,6	18,0	10,0	7,0
Mittlere Temperatur daselbst.									
2,3	5,7	6,7	7,3	6,2	4,0	3,3	2,9	0,4	—2,3

Im Mai und Juni herrscht demnach an der temporären Schneegrenze eine mittlere Temperatur von 7°. Je reichlicher der Schneefall, desto höher wird die Temperatur an der temporären Schneegrenze im Frühlinge sein müssen. Nach den Mitteilungen von Eller in St. Gertrud im Suldenthal am Ortler (46½° Breite, 1840 m Höhe) wird die Gegend dort Mitte Mai schneefrei, was einer Mitteltemperatur von 5° entspricht, nach schneereichen Wintern jedoch hielt sich die Schneedecke bis 1. Juni, wo die Temperatur schon auf 6½° gestiegen war. Die Paßhöhe des Arlberges, 1790 m, wird um den 20. Mai schneefrei bei einer mittleren Temperatur von 7°. Dies stimmt sehr gut mit den Ergebnissen am Säntis und bei Innsbruck [1]).

Sehr sorgfältige vieljährige Beobachtungen über die Höhe der temporären Schneegrenze im Harze verdanken wir Hertzer (Schriften des naturw. Vereins des Harzes, I, 1886). Die Schneedecke liegt im Mittel von 32 Jahren:

in	240	400	550	700	850	1000	1150 m
von	27. XII.	14. XII.	6. XII.	28. XI.	21. XI.	15. XI.	9. XI.
bis	24. II.	5. III.	19. III.	29. III.	5. IV.	25. IV.	13. V.
Tage	60	82	104	122	136	162	186

Die mittlere Temperatur an der temporären Schneegrenze ist um die Mitte März etwa 1,5°, um die Mitte April 3,2°, um die Mitte Mai 5,5°, also wie in St. Gertrud. Der Gipfel des Brocken ist etwa das halbe Jahr ohne dauernde Schneedecke. Ende November und Anfang April liegt die Schneegrenze am Harze und am Säntis nahe in gleicher Höhe (900 m).

[1]) Hann, Wärmeverteilung in den Ostalpen. Zeitschr. d. deutschen u. österr. Alpenvereins 1886, S. 48 etc.

Die von O. Birkner für die Dauer der Schneedecke im sächsischen Erzgebirge ermittelten Daten mögen sich hier anschließen (Z. 90, S. 201 mit Karte).

Sächsischer Abhang des Erzgebirges.

Höhe rund	150	250	350	450	550	650	750	880 m
Dauer der Schneelage	55,4	67,6	80,2	86,2	96,0	117,7	145,4	150,5 Tage

Die Dauer der Schneedecke nimmt nicht regelmäßig mit der Höhe zu, im allgemeinen Mittel um 13 Tage pro 100 m. Einer anderen Abhandlung desselben Autors entnehmen wir noch folgende für den Einfluß der Höhe charakteristische Angaben (Z. 90, [23]):

Nordhang des Erzgebirges.

Seehöhe	100	300	500	700	900 m Kamm
Erster Schnee	9. Nov.	30. Okt.	27. Okt.	19. Okt.	10. Okt.
Letzter Schnee	18. April	1. Mai	10. Mai	17. Mai	1. Juni
Erster Nachtfrost	13. Okt.	3. Okt.	1. Okt.	19. Sept.	21. Sept. [1]
Letzter Nachtfrost	28. April	6. Mai	15. Mai	31. Mai	24. Mai [1]
Regenmenge	58	70	80	88	99 cm

Schneegrenzen in verschiedenen Gebirgen der Erde. Eine ausführlichere Tabelle derselben kann hier nicht gegeben werden. Wir verweisen dieserhalb auf Heims Handbuch der Gletscherkunde S. 18—21 und auf die von H. Berghaus zusammengestellte Tabelle in Behms Geograph. Jahrbuch (Bd. I, S. 258—267). Hier mögen nur jene Thatsachen einen Platz finden, in welchen der kombinierte Einfluß der Temperatur und der Niederschläge auf die Höhenlage der Schneegrenze besonders deutlich zum Ausdruck kommt.

In der Nähe des Aequators liegt die Schneegrenze in einer Höhe von 4—5000 m, und es macht sich dabei der Einfluß der Niederschläge in erster Linie geltend. So liegt die Schneegrenze in den Anden von Quito auf der östlichen niederschlagsreicheren Cordillere im Mittel bei 4560 m, auf der trockeneren westlichen Cordillere bei 4740 m. Am Kilimandscharo (3¼° S. Br.) liegt sie auf der feuchten S- und W-Seite etwa bei 4600 m,

[1]) Einfluß der Südseite, die auf den Kamm (900 m) übergreift.

auf der trockenen N- und E-Seite bei 5500 m. Am Kenia (1/4 ° S. Br.) und am Ruwenzori (1/2 ° N. Br.) scheint die Schneegrenze in ziemlich gleicher Seehöhe bei 4500 m etwa zu liegen.

Mit der Entfernung vom Aequator senkt sich die Schneegrenze keineswegs regelmäßig, im Gegenteile treffen wir sie in den trockenen subtropischen Zonen beider Hemisphären örtlich erst in den größten Höhen zu denen sie überhaupt hinansteigt d. i. in Höhen über 5000 bis 6000 m.

Im mittleren Peru hat die Ost-Cordillere die Schneegrenze bei 4870 m, die trockenere West-Cordillere erst bei 5230 m. Im südlichen Peru weicht sie mit zunehmender Trockenheit bis gegen 6000 m zurück. In Chile liegt sie unter 30° S. Br. bei 4900 m (Pissis), unter 32—33° S. Br. bei 4200 m (Güßfeld), unter 34—35° bei 3500—3100 m. Sowie wir südlich von 37° in die feuchtere und dann in die außerordentlich regenreiche Zone kommen, sinkt die Schneegrenze rasch herab auf 2100—1800 m, am Villarica unter 39 1/2 ° schon auf 1600 bis 1700 m. Am Osorno, 41° S. Br., liegt die Schneegrenze bei 1400—1500 m, am Corcovado bei 1360 m und in der Magellansstraße, in der Breite von Norddeutschland, schon bei 1000 m. Die niedrige Sommertemperatur und die starken Niederschläge bedingen an der Westküste Südamerikas südlich von 40° die merkwürdige Erscheinung, daß die Schneegrenze fast mit der oberen Baumgrenze zusammenfällt, was schon Pöppig beobachtet und Philippi bestätigt hat. Anderwärts schaltet sich überall eine Zwischenzone ein, bei uns die der Alpenweiden von circa 800 m vertikaler Erstreckung.

In Nordamerika (wo in Mexiko unter 19° Breite die Schneegrenze bei 44—4500 m liegt) finden wir in den trockenen subtropischen Breiten die Schneegrenze ganz fehlend und treffen in Höhen von 40—4500 m nur einzelne Firnflecken (orographische Schneegrenze); sowie aber bei 40° N. Br. die Niederschläge reichlicher werden, rückt die Schneegrenze rasch herab; sie liegt am Mt. Shasta bei 2400 m, im Cascadengebirge an der Grenze der Ver-

einigten Staaten bei 2000 m, auf Vancouverinsel bei 1800 bis 1600 m, am Mt. Elias unter 60° N. Br. bei 800 m.

Besonders lehrreich ist das Verhalten der Schneegrenze am Himalaya. Sie liegt hier im Mittel unter 27—34° Breite auf der indischen feuchten Seite (auf der Südseite) bei 4900 m, dagegen auf der Nordseite gegen Tibet bei 5600 m; im Karakorum und Künlün unter 35—36° ist sie erst in 5500—6000 m anzutreffen. Der Grund dieses Hinaufrückens der Schneegrenze an den nördlicheren Ketten liegt hauptsächlich in der zunehmenden Lufttrockenheit und der Geringfügigkeit der Niederschläge, weniger in der starken sommerlichen Erwärmung der Hochebenen.

Durch Hooker, Strachey, die Brüder Schlagintweit und andere wissen wir, daß die Schneegrenze auf der Südseite des Himalaya ungeachtet der höheren Temperatur infolge der reichlicheren Niederschläge tiefer liegt als auf dessen Nordseite, die an das kältere aber viel niederschlagsärmere Hochland von Tibet grenzt. Diese von allen Beobachtern konstatierte Thatsache fand C. Diener auch im Zentralhimalaya bestätigt. Keineswegs zutreffend ist aber die Vorstellung, als ob an der wasserscheidenden Kette selbst, oder überhaupt an einer einzelnen Kette des Gebirges ein derartiger Unterschied in der Höhe der Schneegrenze sich geltend machen würde. In jeder einzelnen Kette reicht vielmehr die Schneelinie auf den nach Nord gerichteten Gehängen tiefer herab, als auf der Südseite. Dieser normale Unterschied zwischen Nord- und Südhang in jeder einzelnen Kette wird aber mehr als aufgewogen durch das anormale Hinaufrücken der Schneegrenze in der nach Norden hin zunächst folgenden Kette. Zwar verläuft auch an dieser die Schneelinie auf der Nordseite weniger hoch, als auf der Südseite, aber sie liegt hier schon um ein Beträchtliches höher als auf der Südseite der vorigen Kette. Wenn man also das Gebirge als Ganzes betrachtet, verläuft in der That die Schneegrenze auf der tibetanischen Seite in erheblich bedeutenderer Höhe als auf der indischen Abdachung. (Carl Diener, Schneegrenze u. Gletscher im Zentralhimalaya. Deutsche Rundschau für Geogr. Bd. XVI.)

In den Pyrenäen fehlt auf der Südseite, die trocken und gegen die heißen Plateauländer der iberischen Halbinsel gekehrt ist, die Schneelinie im Hochsommer ganz, während sie auf der Nordseite bei 28—2900 m anzutreffen ist.

Im Kaukasus trifft man ähnliche Verschiedenheiten wie im Himalaya, die durch entsprechende Unterschiede in den Niederschlägen bedingt werden:

Hauptkette		Nordabhang	Südabhang
		Mittlere Höhe der Schneegrenze	
Westlicher Teil	43,5–42,7° N.	3400	2920
Mittlerer „	42,7–41,5 „	3300	3230
Oestlicher „	41,5–40,5 „	3600	3720

Im westlichen Teile des Kaukasus liegt die Schneegrenze im Süden tiefer, weil dort die Niederschläge viel reichlicher sind, nach Osten hin wird der Unterschied gering und die allgemeine Zunahme der Trockenheit und Sommerwärme bedingt eine bedeutende Hebung der Schneelinie.

In der Alpenkette beobachten wir ein Hinaufrücken der Schneegrenze gegen die Mitte derselben, wo die Niederschläge geringer sind und eine Hebung der Isothermenflächen die allgemeine Erhebung des Terrains begleitet. In den Westalpen liegt die Schneegrenze bei 2700 bis 2800 m [1]), in der Bernina- und Ortlergruppe steigt sie bis über 2900 m, in den hohen Tauern liegt sie auf der Nordseite bei 2600, auf der Südseite bei 2800 m [2]). Die nördlichen Ketten der Ostalpen haben ebenso wie die südöstlichen Alpen (Julischen Alpen) eine niedrige Schneegrenze infolge der großen Regenmengen.

Das Ansteigen der Schneegrenze in Norwegen von der Küste gegen das Innere des Landes ist schon durch die klassischen Untersuchungen von Wahlenberg und Buch festgestellt worden. Unter 70/71° N. Br. liegt die Schneegrenze an der Küste bei 7—800 m, im Innern bei 1000 m; unter 62° Breite an der Küste (Aalfotbrae) bei 1200 m, etwas weiter landeinwärts auf Folgefond (60°) bei 1450 m, auf Jostedalsbrae (61°) bei 1600 m, in Jotunheim (61°) bei 18—1900 m [3]). Unter gleicher

---

1) Einfluß der Exposition im Gebiet des Dammastockes: Nord 2740 m, Ost 2780 m, Süd 2870 m, West 2860 m nach R. Zeller.

2) Man vergleiche die lehrreiche Karte in Richter: Die Gletscher der Ostalpen, Tafel 4.

3) S. Richter, Die Gletscher Norwegens in Hettners Zeitschr. 1896/6.

Breite liegt sie an der noch regenreicheren und viel kühleren Westküste Nordamerikas um etwa 400 m tiefer.

Auf Island liegt unter 64—65° N. Br. im Mittel von 12 Bestimmungen durch Thoroddsen die Schneelinie bei 870 m, sie liegt auf der Südseite niedriger (600 m) als auf der Nordseite (1300 m) infolge der stärkeren Niederschläge an der Küste. Am Myrdalsjökul liegt sie auf der Südseite bei 900, auf der Nordseite bei 1150 m, im Mittel circa bei 1000 m.

Auf Spitzbergen im Hornsund unter 77° N. liegt die Schneegrenze bei 460 m, auf Franz Josephsland unter 82° N. Br. noch bei 100—300 m. In der nördlichen Circumpolarregion hat man die Schneegrenze noch nirgend wo bis zum Meeresniveau herabsteigen sehen.

In hohen antarktischen Breiten dagegen reicht die Schneegrenze bis zum Meeresniveau herab. Dort ist zwar der Winter relativ sehr milde, aber der Sommer kalt. Auf Südgeorgien unter 54½° S. Br. glaubt P. Vogel die Schneegrenze bei 550 m ansetzen zu dürfen.

Die mittlere Jahres- und Sommerwärme an der Grenze des permanenten Schnees ist unter verschiedenen klimatischen Bedingungen außerordentlich verschieden. Je reichlicher die Niederschläge und je geringer die jährliche Wärmeschwankung desto höher ist die mittlere Temperatur an der Schneegrenze. In den Anden von Quito unter dem Aequator ist die Temperatur an der Schneegrenze in der östlichen Cordillere +3°, in der westlichen (trockenen) +2°. Auch im südlichen Chile ist die Jahrestemperatur an der Schneegrenze bei 3°.

Auf der Südseite des Himalaya, von Sikkim bis zu den NW-Provinzen, fällt die Schneegrenze mit der Isotherme von +0,5° bis —1° zusammen und mit einer Julitemperatur von 6,7°. Auf der tibetanischen Seite des Himalaya dagegen herrscht an der Schneegrenze eine mittlere Temperatur von —4° bis —5°.

In den Ostalpen finden wir an der Schneegrenze eine mittlere Jahrestemperatur von circa —3° und eine Sommertemperatur von 3—4°. Auf Nowaja Semlja und Spitzbergen entspricht eine mittlere Jahrestemperatur von —10

bis —11° der Höhenregion des ewigen Schnees, und im Innern von Asien in Nordsibirien tragen die Berge auch bei —17° keine permanente Schneedecke. Nordenskjöld fand an der Küste von Nordsibirien Berge von 600 m Höhe im Sommer schneefrei. Das extreme kontinentale Klima mit geringen Niederschlägen gestattet keine permanente Schneedecke.

Untere Gletschergrenzen. Die Seehöhe und die mittlere Jahreswärme, bis zu welcher die untersten Gletscherenden herabreichen, hängt in noch höherem Grade von den lokalen Verhältnissen ab, als dies bei der Schneegrenze der Fall ist. Es kommt hierbei auch auf die Größe des Eisfeldes des Gletschers, d. i. auf die Größe seines Zuflußgebietes, dann auf die Neigung des Gletscherbettes, d. i. auf die Masse des Nachschubes und die Geschwindigkeit der Abwärtsbewegung der Eismassen an. Je rascher und reichlicher die Schmelzverluste ersetzt werden, zu desto wärmeren Temperaturzonen kann der Gletscher herabsteigen. Wo die Niederschläge gering sind und der Sommer sehr heiß ist, werden die Gletscher schon bei niedrigen Mitteltemperaturen Halt machen müssen. Hierfür einige Beispiele.

Westküste der Südinsel von Neuseeland: Franz Joseph-Gletscher (43° 35′ Br.) endet in 290 m Seehöhe, der Foxgletscher in 200 m. Mittlere Jahrestemperatur 10° C. (höher als die von Wien). Auf der Ostseite des Gebirges reicht unter gleicher Breite der große Tasmangletscher nur bis 780 m herab.

Westküste von Patagonien: Gletscher unter 46½° im Meeresniveau. Mittlere Jahrestemperatur 8,4° C.

An der NW-Küste von Amerika reicht im Hintergrund eines Fjords (östlich von F. Simpson Britisch-Columbia) unter 54° ein Gletscher bis ans Meer herab. Die mittlere Jahrestemperatur ist hier 10° C. (nach Dall).

Karakorum-Himalaya: Biafogletscher (Balti) 35° 41′ N. Br. unteres Ende bei 3080 m. Temperatur circa 9° C.

Himalaya: Chaiagletscher (Gharval) 31° N. Br., 3200 m, 7° C.

Alpen: Mittlere Höhe des unteren Endes von acht primären Gletschern am Montblanc 1450 m. Jahrestemperatur circa 4,2° C. Der Bossongletscher steigt bis zur Isotherme von 6,5° C. herab.

In der Oetzthaler Gebirgsgruppe (kontinentaleres Klima, geringere Niederschlagsmenge) liegt das untere Ende der zehn größten Gletscher erster Ordnung bei 2100 m (nach Sonklar) bei einer mittleren Jahrestemperatur von —0,1° C. (Sommertemperatur 7,8°).

In Westsibirien im Altai (unter 50° N.) geht der Katungletscher auf 1240 m herab, wo die wahrscheinliche Jahrestemperatur —1,7° ist, und in Ostsibirien am Munko-Sardyk (52° N.) reicht auf der Südseite ein Gletscher bis 3170 m, wo die mittlere Jahrestemperatur circa —10° C. ist.

Wir treffen also an den unteren Gletscherenden mittlere Jahrestemperaturen, die wenigstens um 20° voneinander differieren.

Der Einfluß des Klimas auf die Entwickelung der Gletscher zeigt sich besonders deutlich in Alaska. An der Küste, wo die Niederschläge sehr reichlich sind und die Sommerwärme sehr niedrig, sind die Gletscher sehr zahlreich und mächtig; in der Gegend des Mt. Elias gibt es Hunderte von mächtigen Eisströmen, die bis zum Meeresniveau herabsteigen, ja manche von ihnen reichen bis in den Ozean und brechen dort ab mit Eiswänden bis zu 100 m Höhe. Im Innern des Landes aber, wo die Niederschläge viel geringer sind und die Sommerwärme zugleich höher ist, fehlen die Gletscher selbst auf Bergen von 1200—1500 m Seehöhe in gleicher Breite, ja sogar jenseits des Polarkreises.

Klimatische Höhenzonen. Als Beispiel, wie sich durch die Ergebnisse phänologischer Beobachtungen die klimatischen Regionen eines Hochgebirges anschaulich machen lassen, folgt hier eine Tabelle, welche dem Werke der Gebrüder Schlagintweit über die physikalischen Verhältnisse der Alpen entnommen ist.

Alpengebiet zwischen 46½ bis 48° N. Br.[1]

Erscheinungen	Seehöhe in Meter 500–650	650–1000	1000–1300	1300–1600	1600–2000	2000–2300	2300–2600
Schneeschmelze, Erwachen der Vegetation	17. März	30. März	10. April	21. April	12. Mai	2. Juni	28. Juni
Kirschenblüte	5. Mai	10. Mai	16. Mai	21. Mai	21. Juni Rhod.[2]	11. Juli Rhod.	29. Juli Rhod.
Heuernte	15./20. Juni	24. Juni	25. Juni	27. Juni	1. Juli	3. Aug.	—
Kirsche reift	25. Juni	18. Juli	3. Aug.	20. Aug.	—	—	—
Winterkorn reift	18. Juli	31. Juli	8. Aug.	18. Aug.	3. Sept.	1690 m	—
Hafer reift	14. Aug.	27. Aug.	5. Sept.	16. Sept.	29. Sept.		—
Allgemeine Schneedecke, Eintritt des Winters	10. Dez. (?)	30. Nov. (?)	20. Nov.	10. Nov.	28. Okt.	15. Okt.	1. Okt.

Im Frühling bis zum Ende der Blütenbildung beträgt die Verzögerung der Vegetationsentwickelung 10 Tage für je 300 m rund.

Während der Fruchtreife bis zum Eintritt des Winters 12,5 Tage für dieselbe Erhebung.

Angot fand aus 10jährigen Aufzeichnungen in Frankreich eine Verspätung des Eintrittes der Belaubung und Blüte der Pflanzen sowie der Ernten um 4 Tage für je 100 m Erhebung; die Ankunft der Schwalben und der Ruf des Kuckucks verspäten sich nur um 2 Tage.

F. Schindler hat über die Kulturregionen in den Ostalpen lehrreiche Studien angestellt, von deren Er-

[1]) Ohne die westlichen Alpen.
[2]) Beginn der Blüte der Alpenrose.

gebnissen wir einiges wenige hier anschließen wollen. Die obere Grenze des Getreidebaues fällt, in diesem Gebiete wenigstens, zusammen mit den ständig bewohnten Siedlungen der Menschen, mit den höchsten Bauernhöfen. Darüber hinaus in der Region der Bergmähder und Alpenweiden erscheint der Mensch nur während der 2 bis 3 Monate des Sommers als Gast und führt mit seinen Herden ein nomadisches Sennerleben. Es entspricht dies der Region der Alpenwirtschaft, mit zeitweilig bewohnten Alpenhütten. Noch höher hinauf erstreckt sich das Gebiet der „Urweide“, wo kein Eingriff des Menschen mehr in die natürlichen Vegetationsverhältnisse statthat.

In der Kultur- oder Getreideregion ist eine untere und obere Zone zu unterscheiden. Die untere reicht bis zu der Höhe, wo das Ackerland noch dauernd kultiviert wird (mit Fruchtwechsel), darüber liegt eine schon feuchtere und kühlere Zone, in welcher der Boden zeitweilig mit Getreide bestellt, dann wieder als Wiese benützt wird (Egartenwirtschaft).

In den Tauern liegt die Getreidegrenze auf der Nordseite bei 1200, auf der Südseite (weniger Regen, größere Wärme) bei 1500—1700 m. Die bewohnten Alpenhütten reichen bis 1800 und 2000 m.

Im Brennergebiet reicht die Kultur- und Getreidegrenze auf der Nordseite bis 1160 m, auf der Südseite bis 1350 m. Die Alpenwirtschaft auf der Nordseite bis 1890 m, auf der Südseite bis 1920 m.

Im Oetzthaler Gebirgsstock finden wir folgende Höhengrenzen:

	Getreidegrenze		Alpenwirtschaft	
	Mittel	Maximum	Mittel	Maximum
Nordseite, Oetzthal .	1420	1750	2075	2330
Südseite, Schnalserthal	1675	1900	2110	2310

Auf der sonnigeren trockeneren Südseite reicht die Kulturzone somit um dritthalbhundert Meter höher hinauf als auf der Nordseite. In der Region der Alpenwirtschaft ist aber fast kein Höhenunterschied mehr vorhanden. Dies stimmt auch mit dem von mir nachgewiesenen relativ geringen Temperaturunterschied zwischen der Nord- und Südseite der Alpen im Niveau von 2000 m. In dieser Höhe ist derselbe ein weit geringerer als im Niveau der Thalsohlen und der mittleren Höhen[1]).

Für das Gebiet der Ortler Alpen hat M. Fritzsch die

[1]) Schindler in Zeitschr. d. deutschen u. österr. Alpenvereins. Hann, Temp. d. österr. Alpen III, S. 110 u. Zeitschr. d. deutschen u. österr. Alpenvereins 1886, S. 62.

Höhenzonen in verschiedenen Expositionen festgestellt. Er findet im Mittel:

Höhengrenze der	Maximum	Minimum	Mittel
Dauernd bewohnte Siedlungen	1660 SW	1150 N	1380
Getreidegrenze	1640 SW	1210 NW	1390
Mähwiesengrenze	2110 SW	1470 N	1770
Sennhütten.	2150 SW	1760 NE	1950
Waldgrenze	2160 SW	2100 N	2120
Schäferhütten u. Galtvieh-Almen	2340 SW	2100 N	2190
Baumgrenze	2320 SW	2170 NE	2250
Orographische Firngrenze . .	2750 S	2530 N u. NW	2630
Klimatische „ . .	3090 S	2850 NE u. N	2960

Die Mittel sind aus den Ansätzen für alle 8 Expositionen gebildet, hier sind nur die Extreme angeführt[1]).

Es ist hier nicht der Ort auf die „Höhengrenzen" unter verschiedenen Klimaten einzugehen. Das Vorstehende ist nur als Beispiel für die klimatische Bedingtheit derselben angeführt worden. Der Gegenstand in seinem ganzen Umfang gehört in die Pflanzen- und Tiergeographie. Ueber den Begriff der „Höhengrenzen und Höhengürtel" kann man sich spezieller unterrichten aus der lehrreichen Abhandlung von Friedr. Ratzel in Zeitschr. des D. u. Oesterr. Alpen-Ver., 1889, S. 102.

Ueber den Einfluß, welchen das Höhenklima durch Temperaturabnahme bei gleichzeitiger verstärkter Intensität der Sonnenstrahlung und größerer Evaporation auf die Vegetation ausübt, mögen einige Bemerkungen angeschlossen werden. Gaston Bonnier fand durch Kulturversuche auf großen Höhen bis zu 2400 m, daß die gleichen Pflanzen unter gleichen äußeren Verhältnissen in größeren Höhen angepflanzt ihre Funktionen derart modifizieren, daß die Assimilation und Transpiration im Lichte vermehrt wird, so daß in der kurzen Vegetationszeit die notwendigen Nährstoffe mit verstärkter Intensität erzeugt werden. Der Gehalt an Zucker, ätherischem Oele, Farbstoffen, Alkaloiden nimmt in der Höhe zu, die Blüten sind lebhafter gefärbt, die Blätter dicker, haben ein dunkleres Grün, die Zweige sind kürzer und schmiegen sich mehr dem Boden an[2]). H. Hoffmann hat eine Pflanze (Solidago Virgaurea) vom Riffelhaus' (2570 m) nach

[1]) Höhengrenzen in den Ortler Alpen. Wissenschaftl. Veröffentl. des Vereins f. Erdk. in Leipzig 1895, Bd. II, S. 105—292 mit Karte. S. a. Hupfer, Die Regionen am Aetna. Ebenda, S. 293—362 mit Karte.

[2]) Influence des hautes altitudes sur les fonctions des végétaux. Cultures expérimentales. Comptes rendus Tome CX, 363; Tome CXI, 377. Annales de Géographie IV, Nr. 17, S. 393.

Gießen (160 m) verpflanzt. Dieselbe blühte und reifte Früchte in diesem tieferen Niveau (1886/88) um 7—8 Wochen früher als die einheimischen wilden Exemplare.

Der Salzgehalt der Luft und des Regenwassers ist in größeren Höhen geringer als in der Niederung. Müntz fand auf dem Pic du Midi (2880 m) im Liter Regenwasser bloß 0,34 mg Kochsalz, unten am Fuß desselben 2,5—7,6 mg. Dementsprechend sind auch die Pflanzen größerer Höhen ärmer an Salz; im Mittel von 4 Arten im Verhältnis von 0,18 zu 0,47 (unten). Auch die Milch und das Blut der Tiere ist in der Höhe ärmer an Salz als unten [1]).

Gebirgswinde. Das Gebirge ruft einerseits selbständig gewisse Luftströmungen hervor, anderseits modifiziert es die allgemeinen Luftströmungen in mannigfacher Weise.

In ersterer Beziehung ist die wichtigste und interessanteste Erscheinung das Auftreten von regelmäßigen Tag- und Nachtwinden vornehmlich in den Thälern. In allen Gebirgsländern macht sich, wenn nicht heftigere allgemeine Luftströmungen wehen, bei Tag ein thalaufwärts wehender Wind bemerkbar, bei Nacht ein thalabwärts streichender Luftzug. Die Regelmäßigkeit und Stärke dieser Winde ist von der Konfiguration des Terrains und von den Erwärmungsverhältnissen desselben abhängig.

„Diese Luftströmungen entwickeln sich am stärksten in den Thälern, ohne ihnen ausschließlich eigen zu sein, denn sie äußern sich längs allen Abhängen und der Strom der Thäler ist nur das Resultat von partiellen aufsteigenden Bewegungen (Tag) oder lateralen Kaskaden (Nacht). Der Uebergang von der absteigenden zur aufsteigenden Bewegung ist rascher in engen und kurzen, schluchtartigen Thälern, langsamer in weiteren Thalbecken, wo die aufsteigende Bewegung meist erst gegen 10^h morgens frei im Gange ist und der absteigende Nachtwind erst gegen 9^h abends regelmäßig zu werden anfängt. Die Uebergangszeiten schwanken mit den Jahreszeiten. Die Konfiguration des oberen Teiles der Thäler übt einen großen Einfluß auf diese Winde aus, nach den Stunden

---

[1]) Sur la répartition du sel marin suivant les altitudes. Comptes rendus CXII, 447.

und Jahreszeiten; so wird sie bald ausgeprägter bei Tag als bei Nacht, bald umgekehrt stärker bei Nacht als bei Tag. Zuweilen ist der Winter mit seinen Schneefällen den Nachtwinden am günstigsten, während dagegen im allgemeinen der Sommer die Tagwinde verstärkt."

In diese Sätze faßt Fournet, dem wir die ersten eingehenden Studien über die Gebirgswinde der Westalpen verdanken, seine Erfahrungen zusammen [1]).

Häufig haben diese Tag- und Nachtwinde eigene Namen. So heißt am Comersee der thalaufwärts (d. h. gegen das obere Ende) wehende Wind „la breva" (breva di Lecco und breva di Como nach den beiden Seearmen). Der nächtliche Gegenwind heißt „Tivano". Am Gardasee weht die „Ora" als Südwind im Sommerhalbjahr von $10\frac{1}{2}^h$ vormittags bis 3^h nachmittags vom unteren zum oberen Ende des Sees; auch im unteren Etschthal, z. B. bei Ala, weht die Ora sehr kräftig und regelmäßig bei Tag thalaufwärts. Der Nachtwind heißt am Gardasee „Sover" (auch Sopero, in Torbole „Paesano"); er weht weniger regelmäßig und kräftig als die Ora, doch kann er zu Riva zuweilen selbst sturmähnlich heulen. In der Zwischenzeit zwischen diesen beiden entgegengesetzten Winden herrscht Windstille. Auf den Seen des österreichischen Salzkammergutes sind diese Winde unter den ganz bezeichnenden Namen „Unterwind" (der Tagwind) und „Oberwind" (Nachtwind) bekannt. Die Segelboote fahren mit dem Tagwind zum oberen Seeende und kehren mit dem Nachtwind zurück.

In den Alpenthälern gilt es als populäre Wetterregel, daß das Ausbleiben des täglichen Windwechsels einen Witterungsumschlag, d. h. schlechtes Wetter bedeutet, und im allgemeinen mit einigem Recht, weil es anzeigt, daß eine kräftigere allgemeine Luftströmung die lokale unterdrückt und die erstere für das Gebirge meist Wolken und Regen bringt.

„Zu allen Jahreszeiten," sagt Rich. Strachey, „wehen die Winde in den Thälern des Himalaya bei Tag

---

[1]) Pogg. Annalen. Ergänzungsbd. I.

aufwärts gegen die höchsten Teile der Gebirgskette und abwärts bei Nacht; die Tagwinde erreichen ihre größte Stärke auf den hohen Pässen nach Tibet und die Nachtwinde dort, wo die Thäler der großen Flüsse in die Ebene ausmünden." Auch auf dem großen Plateau von Tibet fanden die Reisenden den regelmäßigen Wechsel von Tag- und Nachtwinden. Henderson sagt von der Hochfläche des Karakasch zwischen Künlün und Karakorum (34 ½—36° N, circa 5000—5500 m): „Hier erhob sich täglich aus W oder SW ein starker Wind, der nachmittags zum Sturme anwuchs, nachts aber aufhörte." Ein überaus heftiger Tagwind aus SW weht das große Serafschanthal aufwärts; abends herrscht Windstille oder es treten schon Ostwinde ein (der absteigende Thalwind) [1]. Junghuhn berichtet von Java, daß von 6—7^h abends an von den Seiten aller hohen Berge ein beständiger Wind von den Gipfeln bergabwärts weht.

Vielfach wird bloß der Nachtwind beachtet, da er wegen seiner niedrigen Temperatur sich fühlbarer macht, als der Tagwind; in manchen Fällen ist ersterer aber auch heftiger als der letztere. Dies ist meist der Fall, wo enge, schluchtartige und deshalb kühle Thäler sich gegen weitere stärker erwärmte Thäler oder Niederungen öffnen.

Der „Thalwind" an der Mündung des großen Münsterthales im Elsaß weht jeden Abend nach warmen, windstillen Tagen aus diesem Thal heraus, hält die ganze Nacht an und verbreitet in den Ebenen von Kolmar bis auf große Entfernungen hin Kühlung. Ein ähnlicher Nachtwind ist der von Nyons, im Departement der Drôme, unter dem Namen „Pontias" seit undenklicher Zeit bekannt. Er kommt aus einer engen, tiefen, gewundenen Schlucht von nahe 2 Meilen Erstreckung, die unten in die Ebenen der Rhone, nach oben in ein weites Thal ausmündet. Er weht im Sommer von 9—10^h abends, im Winter schon von 6^h an die ganze Nacht hindurch, bis zum Sonnenaufgang an Stärke zunehmend, dann nimmt er ab, um nach einigen Stunden ganz aufzuhören. Er ist im Winter weit kälter und heftiger als im Sommer, desgleichen verstärken ihn Schneefälle, während der heißen kurzen Sommernächte dagegen, oder wenn es die ganze Nacht über regnet oder bewölkt ist, bleibt er öfter ganz aus. Im Rheinthal ist der „Wisper-

---

[1]) Hellmann in Z. d 84, S. 284.

wind“ bekannt, der als kalter Luftstrom aus dem Wisperthal, das bei Lorch senkrecht auf das Rheinthal einmündet, hervorkommt. Dieses lange Thal hat viele enge Neben- und Seitenthäler und zahlreiche schluchtartige Thalwurzeln, die Temperatur in denselben ist oft um mehr als 10° niedriger als im Rheinthal. Der Wisperwind weht nur bei hellem Wetter, besonders in der wärmeren Jahreszeit. Er beginnt während der Nacht, sehr häufig schon des Abends und dauert bis gegen 9^h, zuweilen bis 10^h morgens. Er schadet zuweilen im Frühjahr durch seine Kälte den blühenden Obstbäumen und den Reben des Rheingaues. In der wärmeren feuchten Luft über dem Rheine erzeugt er oft Nebel. Bei Tag weht auch im Wisperthal der Wind aufwärts, dieser aufsteigende Wind ist aber unbenannt und den Bewohnern unbekannt, obgleich er nach Berger sehr deutlich auftritt[1]).

Die Theorie dieser vom Tag zur Nacht ihre Richtung umkehrenden Luftströmungen, welche mit den Land- und Seewinden der Küstengegenden die größte Aehnlichkeit haben, ist erst in neuerer Zeit vollständig entwickelt worden. Auf einfache Weise freilich erklärt sich der kühle Nachtwind, der dem natürlichen Gefälle des Bodens folgend die kalte Luft in der Sohle der Thäler abwärts führt. Er muß dort am stärksten auftreten, wo enge, schluchtartige Thäler, welche um viele Stunden in der Insolation verkürzt sind und noch durch Waldungen und größere Feuchtigkeit abgekühlt werden, gegen stark erwärmte weitere Thalbecken oder Niederungen ausmünden. In besonderen Fällen kann er dann auch den ganzen Tag über anhalten. Nicht so einleuchtend ist, weshalb die bei Tag am Thalboden erwärmte Luft nicht direkt emporsteigt, sondern der schwach geneigten Thalsohle folgend fast als horizontaler Wind aufwärts weht.

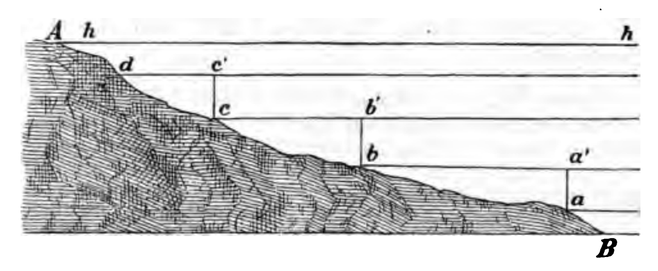
Die folgende Figur erläutert, in welcher Weise das Gebirge auf die Luftmassen in weiterem Umkreis in jeder Höhenschichte gleichsam aspirierend wirkt, sobald die Luft erwärmt wird, so daß mit steigender Erwärmung bei Tag horizontale Luftströmungen gegen die Gebirge hin entstehen.

A B sei ein Bergabhang. Die Linie *h h* und die mit

1) Pet. Mitt. 1864. Z. 70, S. 481.

ihr parallelen tieferen sind Horizontale. Bei mittlerer Temperatur und gleichzeitigem Fehlen größerer atmosphärischer Störungen ist in allen Punkten längs jeder dieser Linien der Luftdruck der gleiche, und es existiert kein Grund zu einer Luftströmung. Nun kommt am Morgen die Sonne und erwärmt die ganze Luftmasse im Thal und über dem Bergabhang. Die Wirkung der steigenden Wärme ist eine steigende Ausdehnung der Luft; dadurch wird das Gleichgewicht gestört und die Luft muß dem Bergabhang zufließen. Denn die Luftsäule *a a'* dehnt sich durch die Wärme aus und der Luftdruck im Punkte *a'* steigt deshalb, weil ein Teil der Luftmasse, die früher unterhalb *a'* lag, darüber hinaus

Fig. 12.



gehoben wird und den Druck vermehrt, er bleibt aber konstant in dem Punkte *b* des Bergabhanges, der in derselben Horizontalen liegt. Dasselbe gilt vom Punkte *c* in Bezug auf *b'*, von *d* in Bezug auf *c'* u. s. w., d. h. in jeder Horizontalen steigt der Luftdruck mit zunehmender Entfernung vom Bergabhang [1]), während er an letzterem selbst konstant bleibt.

Die Flächen gleichen Luftdruckes sind nun nicht mehr horizontal, sondern sie neigen sich gegen das Gebirge hin, die Luft bekommt in jedem Niveau ein Gefälle gegen dasselbe hin. Wird zugleich der Bergabhang selbst von der Sonne erwärmt, so ist die Luft längs desselben

---

1) Die Ausdehnung jeder Luftsäule durch die zunehmende Wärme ist proportional ihrer Höhe, also gegen den Berggipfel hin abnehmend.

wärmer als die der freien Atmosphäre in gleicher Höhe (z. B. bei *b* wärmer als bei *a'*) und hat deshalb ein Bestreben, empor zu steigen. So sind es zwei Kräfte, welche die Bewegung der Luft an den Bergabhängen bestimmen, eine horizontal wirkende und eine vertikale, beide zusammen bewirken, daß die Luft tagsüber längs den Bergabhängen emporsteigt, während die Luft über dem Thale oder der Niederung überhaupt dem Gebirge horizontal zufließt. So kann man sagen, daß das Gebirge bei Tag saugend auf die umgebenden Luftmassen wirkt, gleichsam wie eine lokale, stationäre Barometerdepression [1]).

Sind die Bergabhänge kälter als die umgebende Luft, so können auch bei Tag kalte Fallwinde auf die erwärmte Niederung herabstürzen. Solche Winde beobachtet man z. B. regelmäßig an warmen Tagen am Fuße der Gletscherströme.

Moritz Wagner beschreibt solche kalte Fallwinde auf dem mit Schneevulkanen gekrönten Plateau von Quito (Naturwissenschaftliche Reisen in Südamerika, S. 555). „Nähert man sich der Schneelinie," sagt Wagner, „so kommt eine andere Naturerscheinung, die in gewissen Monaten und an besonderen Lokalitäten, mitunter zu unbeschreiblicher Stärke sich steigernd, die Bergbesteigungen schwierig, oft ganz unmöglich macht. Es sind dies jene rauhen Stürme der Nevados, deren eiskalte Luft namentlich während der Monate August, September, Februar und März mit oft lebensgefährlicher Gewalt nach der erwärmten Thalsohle hinunterbraust. Je mächtiger die angehäuften Schneemassen auf den einzelnen Vulkankolossen, und je ausgedehnter und kahler die Plateaus und Hochthäler sind, auf welche in den bezeichneten Monaten die Sonne von einem fast unbewölkten Himmel strahlt, desto regelmäßiger und häufiger stellen sich diese eisigen Stürme ein.

Während meines Aufenthaltes in Guaranda, Sept. 1858, wagte eine volle Woche lang keine Reisekarawane den nach Chuquipoyo führenden Paß des Chimborazo zu überschreiten. Der Schneewind tobte von dem Gehänge desselben in südöstlicher Richtung bis 3^h nachmittags mit unbeschreiblicher Heftigkeit.

---

1) Ueber die Theorie der Berg- und Thalwinde vergleiche man auch **Chaix**, Théorie des brises de montagne. Le Globe. Sept. 1891, Tome XXXIII, S. 105. Die von Sprung gemachten Einwendungen gegen meine Ansicht habe ich eingehender zu widerlegen versucht in meiner Abhandlung: Weitere Untersuchungen über die tägliche Oscillation des Barometers. Denkschr. d. Wiener Akad. 1892, Bd. LIX, S. 333 (37) etc. Uebrigens ist der Thalwind des Oberengadin die beste Widerlegung dieser Einwürfe. S. Z. 96, S. 129.

Diese Stürme beginnen gewöhnlich mit dem Aufhören der regelmäßigen Gewitter in den Jahreszeiten, wo die Sonne in der Nähe der Wendekreise steht, und nehmen an intensiver Stärke merkbar zu, wenn eine längere Reihe von sonnenheiteren Tagen ohne Unterbrechung aufeinander folgt.

Der Wind beginnt in der Regel um 7^h morgens, wächst mit dem höheren Stand der Sonne, erreicht gegen 2^h seine größte Stärke und hört nach Sonnenuntergang wieder auf."

Eine ähnliche Beobachtung machte Scott Elliot am Ruwenzori im äquatorialen Afrika.

In den Thälern, welche direkt bis zur Basis der Schneepicks hinaufreichen, bläst ein außerordentlich heftiger Wind (fast ein Orkan) vom Berg herab um 6 oder 7^h abends, dann hört er plötzlich auf. Es ist die kalte Luft, die auf die erhitzten Flanken des Berges herabstürzt. An Abenden, wo es regnet, gibt es diesen Wind nicht. Zuweilen sieht man in der Höhe gleichzeitig Wolken gegen die höheren Gipfel ziehen. (Geograph. Journal, Vol. VI, S. 308 etc.)

Eine andere scheinbare Ausnahme von dem der Theorie nach thalaufwärts wehenden Thalwind beobachtet man im oberen Engadin. Dort weht bei Tag in der warmen Jahreszeit der Wind vom Malojapaß das Innthal abwärts, während dagegen die Seitenthäler die normalen aufsteigenden Thalwinde haben.

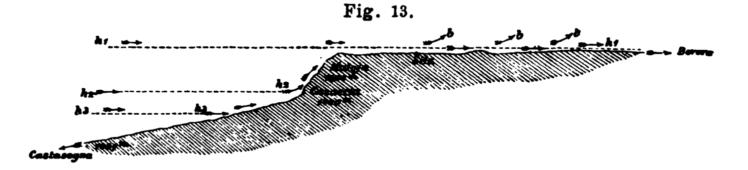
Billwiller hat diese scheinbare Anomalie erklärt, sie bestätigt nun sogar in schönster Weise unsere eben vorgetragene Theorie der Thalwinde. Das obere Engadin hat nämlich keinen hinteren Thalschluß, indem der Malojapaß kaum das Niveau der Thalsohle überschreitet. Jenseits des Passes beginnt aber schon das tief eingeschnittene, stark erwärmte Mairathal, das obere Bergell. Die in diesem schon halb italienischen Thale stark erwärmten Luftmassen werden über das Niveau der Schwelle des Maloja gehoben und fließen das Innthal abwärts. Gleichzeitige Luftdruckregistrierungen zu Maloja im oberen und zu Bevers im unteren Teile des oberen Engadin haben in der That bei Tag ein Gefälle der Luft von Maloja gegen Bevers hin nachgewiesen, das sich dann bei Nacht umkehrt[1]). Die nachstehende Zeichnung zeigt die

[1]) Billwiller, Der Thalwind des Oberengadin. Annal. d. schweiz. met. C. A. 1893 u. im Auszuge, Z. 96, S. 129.

Hebung der Flächen gleichen Druckes über dem Bergell und die Entstehung des thalabwärts fließenden Tagwindes im oberen Engadin. Die Windpfeile *b*, *b*, *b* zeigen die in die Seitenthäler aufsteigenden Tagwinde an, welche normal entwickelt sind[1]).

Kehren wir zur Figur auf S. 323 zurück, um auch die Entstehung des Nachtwindes spezieller zu betrachten. Wenn die Sonne untergegangen ist und die Luft, namentlich aber der Erdboden, durch Wärmeausstrahlung erkalten, geht die Ausdehnung der Luftmassen nun in eine Zusammenziehung über, die Luftsäulchen *a a'*, *b b'* etc. verkürzen sich, d. h. der Luftdruck in *a'* sinkt gegenüber jenem in *b*, ebenso in *b'* gegen *c* etc. Die Flächen gleichen Luftdruckes gehen durch ihre normale horizontale Lage, welche Windstille bringt, allmählich in

Fig. 13.



eine vom Gebirge gegen die Niederung hin geneigte Lage über, die Luft bekommt ein Gefälle vom Bergabhang hinaus ins Freie; da nun der Erdboden bei Nacht stärker sich abkühlt als die Luft draußen im Freien, so fließt die stärker erkaltete, schwerere Luft der Bergabhänge und Thalsohlen längs der Bergabhänge ins Thal hinab und vom oberen Teile des Thales nach dem unteren. So entstehen die kühlen, thalabwärts streichenden Nachtwinde[2]).

---

1) Z. 80, S. 297.

2) Am Attersee (Salzkammergut) wehen an schönen Sommermorgen über dem See und am Ufer lebhafte Südwinde (absteigende Nachtwinde vom Berghintergrund her), die starken Wellenschlag bewirken. Aber nur einen Kilometer vom Ufer etwa herrscht fast Windstille und während es auf und unmittelbar am See dann oft recht kühl ist, fühlt man hier ganz warm. Die Villen unmittelbar am Seeufer haben oft kühle windige Nächte und Morgen, wenig landeinwärts ist dies nicht mehr der Fall Das dürfte ziemlich häufig an Bergseen eintreten. Die Unebenheiten der Berghänge, die Bäume, hemmen die Luftbewegung an den Ufern. Um Mittag und Nachmittag kommt dann der Tagwind von unten. Die lebhaftere Luftbewegung über der glatten Seefläche ist charakteristisch.

Schneelagen in schattigen Thalschluchten können durch ihre abkühlende Wirkung auf die Luft nach dem örtlichen Sonnenuntergang auf die wärmere Luft der schneefreien Abhänge einen Impuls zum Herabsinken ausüben; durch das Abfließen der erkalteten Luft unten wird die wärmere Luft oberhalb gleichsam angesaugt. Umgekehrt können die schneefreien Bergabhänge bei Tag durch ihre Erwärmung auch die kühlere Luft der schneebedeckten Thalsohle zum Aufsteigen bringen. Interessante Beobachtungen darüber hat Pittier gemacht und mitgeteilt in: Note sur les vents de montagne (Bull. de la Soc. Vaudoise, XVI, 604).

Die periodisch wechselnden, auf- und absteigenden Winde in den Gebirgen sind für die ganze Meteorologie derselben von größter Wichtigkeit, namentlich aber für die tägliche Periode der Feuchtigkeit, der Wolkenbildung und der Niederschläge.

Die bei Tag längs der Gebirgsabhänge aufsteigende Luftbewegung führt den Wasserdampf der tieferen Schichten in die Höhe, so daß die relative Feuchtigkeit oben nachmittags steigt, während es unten in den Thälern trockener wird. Ueber allen dominierenden Gebirgsstöcken, von denen zahlreichere Thäler ausstrahlen, konzentriert sich derart am Nachmittag die Wasserdampfmenge der umliegenden Niederung. Die mit der aufsteigenden Luftbewegung verbundene Abkühlung kondensiert diese Feuchtigkeit zu Wolken, die bei trockenem Wetter sich in einiger Höhe über den Gipfeln bilden, bei feuchterer Witterung aber die Gebirgshöhen selbst einhüllen und nicht selten selbst zu Gewittern und Regengüssen sich verdichten.

Es besteht in den Gebirgen eine Tendenz zu Nachmittagsregen oder im Sommer zu Nachmittagsgewittern, selbst wenn die allgemeine Witterungsdisposition keine Niederschläge erwarten läßt und die umgebende Niederung sich des schönsten Wetters erfreut. Diese Gewitter bleiben auch über dem Gebirge lokalisiert, lösen sich abends wieder auf und lassen eine heitere Nacht folgen.

Die absteigende Luftbewegung bei Nacht führt im

Gegensatz zum Tagwind die Feuchtigkeit in die Tiefe, die Wolken lösen sich auf, auf den Höhen wird die Luft jetzt trocken, was schon Saussure am Col du Géant beobachtet und in Erstaunen versetzt hat. Die Aussicht von Berggipfeln ist daher am frühen Morgen am klarsten, weil die Feuchtigkeit in der Tiefe lagert und die Luft ruhig ist. Am Nachmittag dagegen wird durch die aufsteigende warme Luft die Atmosphäre milchig trübe, in größeren Höhen auch wolkig, und es legt sich ein blauer Duftschleier über die Ferne [1]).

Die tägliche Wanderung des atmosphärischen Wasserdampfes am Nachmittag längs der Bergabhänge in die Höhe, wo er kondensiert wird, und nachts wieder zurück in die Tiefe schildert uns Junghuhn in anschaulicher Weise für Java; seine Darstellung ist typisch für alle Gebirgsländer der wärmeren Himmelsstriche, wenngleich nicht überall die Erscheinung so intensiv und gleichmäßig fast das ganze Jahr hindurch auftritt wie nahe dem Aequator.

„Wir befinden uns im Innern von Java am Südhange der nördlichen Bandongschen Kette in ca. 1200 m Seehöhe, wo man das ganze Plateau von Bandong (700 m) mit seinen Ringgebirgen (von 1600—2600 m Höhe) übersehen kann. Es ist ein heiterer Abend, hell scheint der Mond auf das Plateau herab, kein Lüftchen regt sich, keine Wolke, keine Spur eines Nebels ist zu sehen. Still verstreicht die Nacht. Wir richten am folgenden Morgen abermals unsere Blicke abwärts und glauben die Oberfläche eines großen Sees vor uns in der Tiefe anzuschauen. Das ganze Plateau ist mit einer Nebeldecke überzogen, deren ebene Oberfläche anfangs weißlichgrau ist, aber, sobald die Strahlen der aufgehenden Sonne darauf fallen, eine blendend weiße Farbe annimmt [2]).

---

[1]) Den täglichen Gang der Wolkenbildungen am Faulhorn hat A. Bravais sehr gut geschildert, ihre aufsteigende Bewegung bei Tag, ihr Verschwinden am Abend und Wiedererscheinen als Nebel in den Thälern bei Nacht. Sie lagern dann in horizontalen Schichten über den Thälern und ruhen, wie er sich ausdrückt, „comme privés de mouvement et de vie“. Diese Unbeweglichkeit kontrastiert auffallend mit der aufsteigenden Bewegung der (parasitären) Wolken (an den Bergen) bei Tag und der Lebhaftigkeit der inneren Bewegung, der Wirbelbildungen in denselben, ihrer häufigen Bildung und Wiederauflösung. Wie die Sonne Bewegung in die unteren Luftschichten bringt, ist hier sehr gut dargelegt. Mémoires sur les courants ascendants de l'atmosphère. Lyon 1842.

[2]) Je heiterer die Nacht, desto allgemeiner und tiefer ist das Nebelmeer, es ragen dann nur die höchsten Bäume, die 16—23 m hoch sind, wie dunkle Klippen oder Inselchen daraus hervor. Die Nebeldecke entsteht erst um 2 bis 3 Uhr in dem tiefsten Teile des Plateaus, ist aber um 4 Uhr schon über das ganze Plateau ausgestreckt.

Schon eine halbe Stunde später fängt die anfangs völlig ebene Oberfläche an, sich in kleinen Wellen zu erheben, zu wogen und endlich zu Cumuluswolken sich zu ballen. Die Nebelschichte zerreißt immer mehr in einzelne geballte Wolken, welche höher steigen und sich auflösen und zwischen $8\frac{1}{2}$—9^h sind in der Regel Nebel und Wolken ganz verschwunden. Nun aber erscheinen Wolken an den Berggehängen, die das Plateau umgeben, die bis jetzt, wie der ganze übrige Luftkreis, völlig frei von Wolken waren. Auf dem dunkeln Grunde, den die Urwälder dieser großen Gehänge bilden, erblickt man zuerst einzelne kleine Wölkchen, welche so plötzlich erscheinen, daß man sie anfangs für hervorbrechende vulkanische Dampfwolken hält; aber bald mehrt sich ihre Zahl so sehr, sie bilden sich alle in einer so bestimmten, völlig gleichen Höhe am Berggelände, in einer horizontalen Linie nebeneinander, daß man bald seinen Irrtum erkennt. Sie nehmen sichtbar an Umfang zu, wachsen, schmelzen zusammen und bilden endlich schon gegen 10—$10\frac{1}{2}^h$ eine Cumulostratuswolke, deren unterer Rand scharf begrenzt, am Berggehänge abgeschnitten erscheint, während ihr oberer Rand sich fortwährend bewegt, wellenförmig wogt, ja sich turmartig ballt [1]).

Ueber dem mittleren Teile des Plateaus selbst bleibt es heiter bis auf vereinzelt schwimmende weiße Cumuli, aber die erhitzte Luft hat einen geringen Grad von Durchsichtigkeit, sie ist weißlich wolkicht getrübt. An den Bergen hingegen, welche dem feuchteren nördlichen Küstenstrich am nächsten liegen, bilden gegen 2^h die Cumulostratuswolken schon eine einzige zusammenhängende Decke, die in der Nähe der Gebirge immer düsterer und dunkler wird, bis um 3 oder 4^h, an den Berggehängen schon um 2^h der rollende Donner die elektrischen Entladungen verkündet [2]). Dann strömt dort, z. B. zu Buitenzorg, fast Tag für Tag der reichlichste Gewitterregen herab, während hier, auf der Zentralfläche von Bandong kein Tropfen fällt, und auch an den umgebenden Bergen nur hier und da von einer waldreichen Kuppe ein Donnerschlag fällt.

Kaum ist die Sonne unter den Horizont gesunken, so sieht man mit Erstaunen, daß alle die schwimmenden Wolken im Luftmeer verschwunden sind; ja wirft man seine Blicke auf das dicke Gewölke, das die Gipfel und die obere Hälfte aller Berge seit

---

[1]) Dieser Wolkengürtel nimmt auf Java durchschnittlich die Höhenzone von 1500—2400 m ein, in der trockenen Jahreszeit liegt seine untere Grenze höher (bei 1800—1900 m) und seine Mächtigkeit beträgt bloß ein paar hundert Meter.

[2]) Ueber die Höhenregion, in der diese Gewitter sich bilden, sagt Junghuhn an einer anderen Stelle: „In Höhen von 3000 m und darüber gibt es selten und nur während des Regenmonsuns ein Gewitter. Steht man am Nachmittag am Rande dieser hohen Gipfel, so wird man gewöhnlich vom hellsten Sonnenschein beschienen, während 1000—1600 m tiefer am Gehänge des Berges die Blitze das Gewölk durchzucken und der Donner rollt.“ — In höheren Breiten, z. B. in den Alpen, bilden sich die Gewitter in größeren Höhen und dürften ähnliche Beobachtungen nur selten zu machen sein.

12^h ganz und gar verhüllte und verbarg, so sieht man mit wachsender Verwunderung, daß dieses Gewölk zusehends kleiner wird, immer mehr vor den Augen des Beschauers zusammenschrumpft und, noch ehe der letzte Tagesschein am Himmel verblichen ist, keine Spur mehr von seiner Existenz zurückgelassen hat[1]). Nicht der geringste Windzug ist zu spüren, kein Nebel ist auf dem Plateau zu sehen und es ist wie durch Zauberei, daß alle die ungeheuren Wolkenmassen aus der Luft, von den Berggehängen in so kurzer Zeit verschwunden sind. An den trockensten Tagen ist dies schon kurz nach Sonnenuntergang der Fall, an den übrigen vor Mitternacht. Die Nacht bleibt vollkommen heiter und still. Keine Spur eines Nebels ist zu sehen. Beleuchtet dann aber der Mondschein das Plateau, so kann man beobachten, daß sich gegen 3^h und in den niedrigsten Gegenden zuerst, eine Nebeldecke auf seiner Oberfläche zu bilden anfängt, die, sobald nur erst ihre Bildung einen Anfang genommen hat, sich außerordentlich schnell ausbreitet und in Zeit von weniger als einer Stunde das ganze 7 Meilen weite Plateau bedeckt. Wenn dann die Sonne aufgeht, so scheint sie, wie gestern um diese Zeit, wieder auf einen Nebelsee, der später von neuem dampfförmig in die Luft emporsteigt, um die Metamorphosen des vorigen Tages wieder zu durchlaufen“[2]).

Die hohen Berge und namentlich die Schneeberge der äquatorialen und der tropischen Zone überhaupt sind infolge der tagüber längs ihrer Abhänge regelmäßig eintretenden aufsteigenden Luftbewegung zumeist unsichtbar, weil bei Tag fast stets in Wolken gehüllt. In eindringlicher Weise schildern dies Moritz Wagner und Edw. Whymper von den Schneebergen Ecuadors.

Nach ersterem gibt es kaum 60—70 Tage im Jahre, an welchen man bei einer Besteigung der hohen Andengipfel Aussicht hat, von keinem der regelmäßigen Nachmittagsgewitter überfallen zu werden, die stets mit Hagel und Schneestürmen begleitet sind. Vom Illiniza sagt Whymper, daß er innerhalb 78 Tagen nie den ganzen Berg auf einmal habe sehen können; selbst im Mai und Juni (trockene Zeit) sah sein Führer L. Carrel innerhalb 5 Wochen den Berg nur zweimal[3]). Als Whymper von Ende Dezember bis Mitte Januar in einer Seehöhe von rund 5000 m lagerte,

---

[1]) Unsere lokalen Gebirgsgewitter in den Alpen lassen, nachdem sie sich ausgetobt und ausgeregnet haben, eine hohe Cirrostratusschichte zurück, die allmählich dünner wird und in der Nacht wieder die Sterne durchschimmern läßt. Der Morgenhimmel ist völlig klar. Ganz analog verlaufen nach Bates die Gewitter der Regenzeit zu Pará.

[2]) Junghuhn, Java I, S. 288—291. Auch später, S. 351, wird eine interessante Schilderung des analogen täglichen Ganges der Bewölkung und der Niederschläge am G. Sumbing mit Abbildung der Wolkenformen gegeben.

[3]) Whymper, Travels amongst the Great Andes of Ecuador.

waren in den Morgenstunden bis 8^h die Schneegipfel des Chimborazo klar zu sehen; die Wolken lagerten unterhalb und reichten bis circa 4000 m. Von 8^h an begannen die Wolken an der Ostseite des Berges sich aufwärts zu bewegen und umhüllten von 10^h an den Gipfel. Es gab tagtäglich Gewitterstürme und manche waren außerordentlich heftig. Sie begannen selten vor Mittag. Schnee und Hagel fielen dabei jeden Tag.

Ganz die gleichen Erfahrungen hat man an den äquatorialen Schneebergen Ostafrikas gemacht. Schon Rebmann ist die tägliche Bildung einer Wolkenhaube auf dem Kilimandscharo aufgefallen.

v. Höhnel bemerkt, daß der Kibo und Kimawensi sich stets um 8—9^h a. bewölken, die Bewölkung beginnt stets am letzteren Gipfel, obgleich derselbe niedriger und ohne Schneedecke. Nach Sonnenuntergang wird zuerst der Kibo, dann der Kimawensi wieder für einige Minuten wolkenfrei, letzterer aber zuweilen gar nicht.

Als die „sonderbarste Erscheinung“ am Ruwenzori bezeichnet Scott Elliot die weiße Wolke, die beständig seinen oberen Teil einhüllt. Am Morgen liegt sie in circa 2000 m Höhe, in den Thälern reicht sie einige hundert Meter tiefer herab. Die Waldregion, der ewig feuchte Urwald, folgt dem mittleren Niveau dieser Wolke. Von 10^h vormittags an beginnt sie langsam sich zu heben und verschwindet zuweilen um $5\frac{1}{2}^h$ abends ganz. Es ist dies die einzige Gelegenheit, die Schneegipfel während des Tages zu sehen.

Auch die Schneeketten des Himalaya sind auf der indischen Seite nur an Wintermorgen zu sehen, in der Sommerregenzeit sind sie ohnehin ständig in Wolken gehüllt. Nachmittags decken sie sich aber auch im Winter zumeist mit Wolken [1]).

Allen Gebirgsländern der wärmeren Himmelsstriche

---

[1]) Sehr charakteristisch schildert Sir Richard Temple den täglichen Gang der Witterung auf dem Hochplateau der Seenregion in Sikkim an der Grenze von Tibet in circa 3600—4800 m (Chola-Paß, Bhewa lake). Früh am Morgen um Sonnenaufgang ist das Wetter herrlich, der Himmel wolkenlos blau, die Berge von blendendem Weiß. Dies währt etwa 3 Stunden bis 10^h vormittags. Um diese Zeit, und nur um diese, kann man Skizzen der Berge zeichnen. Die Luft ist dabei schneidend kalt. Nach 10^h kommen die Wolken, ohne daß man sagen kann, woher sie kommen. Ein kleines Flöckchen Dampf, nicht größer als eine Manneshand schwillt an, vieler Männer Hände steigen auf, die Wolken sammeln sich, bis gegen Mittag der ganze Himmel bedeckt ist. Am Nachmittage verwandeln sich die Wolken in Schnee, der alles ringsum bedeckt. Gegen Mitternacht aber verziehen sie sich, die Sterne kommen heraus und die Nacht wird herrlich. Am andern Morgen wiederholt sich dasselbe. Eine Ansicht der Berge um Sonnenuntergang ist sehr selten zu gewinnen. Nur einmal sah Temple den Kanchanjanga in Abendbeleuchtung. Temple, Oriental experience. London 1883.

kommt dieser tägliche Gang der Wolkenbildung und der Niederschläge zu, in höheren Breiten allerdings nur im Sommer und in Perioden ruhigen, feuchtheißen Wetters. Die sich tagelang wiederholenden Nachmittagsgewitter in den Alpen [1]), in den Rocky Mountains [2]), auf dem Plateau von Costarica [3]), auf den blauen Bergen von Jamaika [4]): sie stimmen alle in der täglichen Periodizität als einer Folge des mit den Tagwinden in die Höhe geführten Wasserdampfes, in den heiteren Nächten und Morgen, die auf sie folgen, überein [5]).

Föhnwinde. Von den Veränderungen, welche das Gebirge in einer durch die allgemeine Luftdruckverteilung hervorgerufenen Luftströmung erzeugt, ist jedenfalls jene die wichtigste und lehrreichste, welche man zuerst in der Nordschweiz genauer kennen gelernt hat, wo die durch die Alpenkette modifizierten Südwinde unter dem Namen „Föhn" bekannt sind [6]).

---

1) Hann, Mitt. des österr. Alpenvereins. I. Bd. Zeitschr. f. Meteorol. Bd. VIII, S. 105.

2) Parry, Vegetation des Felsengebirges. Peterm. Mitt. 1863, S. 316.

3) Moritz Wagner, Ausland 1854 und Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Südamerika.

4) Aragos sämtliche Werke, IV. Bd., wo noch viele ältere ähnliche Beobachtungen zu finden sind.

5) Höchst bezeichnend ist die Schilderung des täglichen Witterungsganges zu Amecameca am Fuße des Popokatepetl, 200 m über dem Thale von Mexiko, von D. Charnay: „Le matin, tout est calme, paix, silence, beauté; le soir, tout est bruit, colère, tourmente, lutte des éléments entre eux."

6) Litteratur über den Föhn im allgemeinen. H. W. Dove, Ueber Eiszeit, Föhn und Scirocco. Berlin 1867. — Der Schweizer Föhn. Nachtrag. Berlin 1868. Reimer.

Wild, Ueber Föhn und Eiszeit. Bern 1868. — Der Schweizer Föhn. Entgegnung auf Dove. Bern 1868. Wyß.

L. Dufour, Recherches sur le foehn du 25 septembre 1866 en Suisse. Bull. Soc. Vaudoise. Vol. IX, 1868. Lausanne.

A. Hirsch, Les recherches récentes sur le foehn. Soc. de Neuchâtel 1868.

J. Hann, Zur Frage über den Ursprung des Föhn. Zeitschr. f. Met. 1866, I, 257. — Der Föhn in den österr. Alpen. Ebenda 1867, II, 433. — Der Scirocco der Südalpen. Ebenda 1868, III, 561. (Uebersetzt von L. Dufour mit eigenen Bemerkungen, in Archives des sciences. Mars 1869.) — Ueber den Föhn in Bludenz. Sitzungsber. der Wiener Akad. Märzheft 1882. — Bemerkungen zur Entwickelungsgeschichte der Ansichten über den Ursprung des Föhn. Meteorol. Zeitschr. Berlin 1885, S. 393.

H. Wettstein, Ueber den Föhn. Verhandl. d. schweizer. naturf. Gesellschaft. Schaffhausen 1873, S. 169.

G. Berndt, Der Alpenföhn in seinem Einfluß auf Natur- u. Menschenleben. Pet. Geogr. Mitt. Ergänzungsheft 83. Gotha 1886. — Der Föhn. Göttingen 1886. (Kompilation, die nur durch die Citate für den Wert hat, dem die Originalabhandlungen nicht zugänglich sind.)

Herzog, Der Föhn, Auftreten, Erklärung. Einfluß auf Klima u. Organismus. Jahresber. d. St. Gallener naturw. Gesellsch. 1889|90. — E. Boßhard,

Der F ö h n ist ein warmer, trockener, vom Alpenkamm mit großer Heftigkeit herabstürzender Wind aus SE oder S, seltener aus SW; seine Richtung hängt offenbar zumeist von der Richtung der Thäler ab. Auch dort, wo der Föhn stets als SE-Wind auftritt, beobachtet man, daß in der Höhe die Wolken gleichzeitig aus SW ziehen.

Jene nördlichen Hauptthäler der Zentralalpenkette, welche von SE nach NW oder von S nach N streichen, sind dem Föhn am meisten ausgesetzt, die mehr in der Richtung von E nach W verlaufenden Thäler (das obere Wallis, das Aarthal zwischen Brienz und Thun, aber oberhalb Meyringen, dann bei Guttanen, wo das Thal S, N streicht, ist der Föhn schon häufig) haben selten oder gar nie Föhn. Das Hauptgebiet des Föhn liegt zwischen Genf und Salzburg, es lehnt sich nach Süden unmittelbar an die Hauptalpenkette selbst an, und die Heftigkeit des Föhn, wie der Grad der Erwärmung und Trockenheit, die er bringt, ist in den Thälern selbst am größten. Seine stärkste Entwickelung erreicht der Föhn im vorarlbergischen Illthal (z. B. in Bludenz), in den Thälern des Rheins bis zum Bodensee, der Linth bis gegen Zürich, der Reuß mit der Engelberger Aa bis gegen Muri, der unteren Rhone bis zum Genfersee. Im oberen Teile der Thäler des Rheins, der Linth, der Reuß, sowie im unteren Rhonethal steigert er sich zuweilen bis zum Orkan; mit der Entfernung von der Hauptalpenkette nimmt er an Stärke ab und wird im größeren Teil der schweizerischen Hochebene, im Jura und jenseits der Nordgrenze der Schweiz nur noch durch eine geringe Temperaturerhöhung und durch Abnahme der Feuchtigkeit wahrnehmbar.

Ueber die Erscheinungen, unter denen der Föhn in der Schweiz auftritt, sagt Tschudi: „Am südlichen Horizont zeigt

---

Ueber Herkunft und Entstehung der Föhnstürme. Naturf. Gesellsch. Graubündens 1894.

Pernter, Ueber Häufigkeit, Dauer u. Eigenschaften des Föhn in Innsbruck. Sitzungsber. d. Wiener Akad. Mai 1895. — Luftdruckverteilung bei Föhn. Ebenda, Februarheft 1896. Hebert, Erk und Billwiller sind später citiert. Mühry, Ueber den Föhnwind Z. 67, S. 385, Z. 68, S. 363.

sich leichtes Schleiergewölk, das sich an die Bergspitzen setzt [1]), die Sonne geht am stark geröteten Himmel bleich und glanzlos unter. Noch lange glühen die Wolken in den lebhaftesten Purpurfarben. Die Nacht bleibt schwül, taulos, von einzelnen kälteren Luftströmen strichförmig durchzogen, der Mond hat einen rötlichen, trüben Hof. Die Luft erhält den höchsten Grad von Klarheit und Durchsichtigkeit, so daß die Gebirge viel näher erscheinen; der Hintergrund nimmt eine bläulich-violette Färbung an. (Die gesättigt tiefblaue, violette Färbung der Berge und die Reinheit der Konturen vor Eintritt des Föhn wird in Neuseeland [dort kommt der Föhn aus NW] ebenso hervorgehoben wie von den Beobachtern in den Alpen.) Von ferne her tönt das Rauschen der oberen Wälder, die Bergbäche tosen mit größerer Schmelzwasserfülle weithin durch die stille Nacht; ein unruhiges Leben scheint überall rege zu werden und dem Thale sich zu nähern. Mit einigen heftigen Stößen, die besonders im Winter, wo er ungeheure Schneefelder bestreicht, erst kalt und rauh sind, kündet sich der angelangte Föhn an, worauf plötzlich tiefe Stille der Lüfte folgt. Um so heftiger brechen die folgenden heißen Föhnfluten ins Thal und schwellen oft zu rasenden Orkanen an, die 2—3 Tage mit abwechselnder Gewalt herrschen, die ganze Natur in unendlichen Aufruhr versetzen, Bäume brechen, Felsstücke losreißen, die Waldbäche auffüllen, Häuser und Ställe abdecken — ein Schrecken des Landes. In den Thalteilen, die der südlichen Bergmauer zunächst liegen, wütet der Föhn gewöhnlich am heftigsten."

Menschen und Tiere leiden unter dem Einflusse dieses heißen Windes. Er wirkt abspannend auf die Nerven und drückend auf das Gemüt. Sorgsam wird das Feuer des Herdes oder Ofens gelöscht. In vielen Thälern ziehen die „Feuerwachen" rasch von Haus zu Haus, um sich von jenem Auslöschen zu überzeugen, da bei der Ausdörrung des Holzes, die der Wind erzeugt, leicht großes Brandunglück entsteht.

Dennoch wird der Föhn besonders im Frühling mit Freuden begrüßt, denn er bewirkt rasch enorme Schnee- und Eisschmelzungen und verändert mit einem Schlage das Bild der Landschaft. Im Grindelwaldthale schmilzt der Föhn oft in 12 Stunden eine Schneedecke von mehr

[1]) Das Gewölk über dem südlichen Hintergrund der Thäler tritt häufig auch in Form einer dicken Wolkenwand auf, die unter dem Namen „Föhnmauer" bekannt ist. Die Föhnmauer über den Stubayer Ketten vom Gschnitzthal aus gesehen hat F. v. Kerner geschildert, erläutert und abgebildet. Die Föhnmauer, eine meteorologische Erscheinung der Zentralalpen. Zeitschr. d. deutschen u. österr. Alpenvereins 1892.

als 2 Fuß Dicke weg. Er ist der rechte Lenzbote und wirkt in 24 Stunden so viel, als die Sonne in 14 Tagen, indem auch die alte zähe Schneeschicht, welche die Sonne lange vergeblich beleckt hat, ihm nicht widersteht. Ja er ist in vielen schattigen Hochthälern geradezu die Bedingung des Frühlings, wie er an manchen Orten der Ebene im Herbste die Zeitigung der Traube bedingt. In Graubünden namentlich erwartet man zu Ende August und im September von seinem richtigen Eintreffen und längerer Andauer eine günstige Weinlese, er ist hier der eigentliche Traubenkocher. Desgleichen ist die Maiskultur in Vorarlberg und Nordtirol von dem häufigen Auftreten des Föhn (in Innsbruck Scirocco genannt) abhängig. Der von dem „warmen Wind“, der über den Brenner herabkommt, bestrichene kleine Bezirk des Innthals, in dessen Zentrum Innsbruck liegt, stellt nach Kerner in pflanzengeographischer Beziehung förmlich eine südliche Insel vor, die Innsbrucker Flora beherbergt z. B. die Hopfenbuche, die sonst nirgends im Norden der Zentralalpenkette vorkommt.

Die Orte, wo der Föhn häufig und intensiv weht (wie z. B. in Bludenz und Altdorf), haben eine relativ milde Herbst- und Wintertemperatur.

Mit welch hoher Wärme und Trockenheit der Föhn auftritt, dafür mögen einige Beispiele gegeben werden.

Bludenz:

Datum	Temp. Celsius			Relative Feuchtigkeit			Wind
	6h	2h	10h	6h	2h	10h	
1867, 16. Feb.	12,5	17,0	14,0	26	21	26	SE 5
1869, 31. Jan.	13,8	16,0	13,3	6	11	24	SE 5
1. Feb.	14,0	19,3	—	20	14	—	SE 5
1856, 10. Dez.	13,5	18,0	14,0	27	13	30	S 7
1870, 24. Nov.	—	15,0	16,5	—	12	12	SE 4—5
25. Nov.	17,3	22,0	—	13	10	—	SE 5
1871, 6. März	10,7	17,2	12,5	20	9	14	SE 5—6

Föhn vom 1., 4., 7. bis 9. Januar 1877 in der Schweiz:

	Temperatur			Feuchtigkeit			Wind
	7h	1h	9h	7h	1h	9h	Mittel
Altdorf . . .	13,8	15,8	13,0	31	29	42	S
Altstätten . .	15,1	16,0	14,0	25	29	35	SSW

Die Temperatur wird also mitten im Winter sommerlich warm und die relative Feuchtigkeit wird außerordentlich erniedrigt. Die Abweichung der Temperatur von der normalen betrug beim Föhn vom 31. Januar zum 1. Februar 1869 +15,7°, und die Abweichung der relativen Feuchtigkeit —58%.

Bei dem Föhn im Januar 1877 war die Abweichung des Tagesmittels der Temperatur zu Altstätten im Rheinthal am 1. Januar +17,1° und am 8. +17,2°, und fast ebenso groß war sie auch in Altdorf. Kurz der Föhn ist ein außerordentlich warmer und trockener Wind, sobald er mit einiger Intensität auftritt [1]).

Selbst im Mittel aller Fälle von 10 Wintern erhöhen zu Bludenz die Winde zwischen E und S, die vom Kamm des Rhätikon und von der Silvrettakette herabkommen (mittlere relative Höhe mindestens 2000 m), die Temperatur um 8,2° über die normale und erniedrigen die Feuchtigkeit um 31% unter das Mittel. Die mittleren höchsten Temperaturen der Monate November-Februar von Bludenz sind infolge des Föhns höher als die entsprechenden Extreme der Orte am Südfuße der Alpen, wie Mailand, Riva, Bozen.

Im Mittel von 7 Jahren hat Wettstein folgende Häufigkeit der Föhntage für die Nordschweiz gefunden:

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Zahl der Tage. .	9,1	17,3	4,9	9,6	40,9

Für Bludenz fand ich aus 10jährigen Aufzeichnungen und Pernter für Innsbruck aus den Jahren 1870—94:

	Zahl der Föhntage				
	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Bludenz	10,6	8,2	3,1	10,0	31,9
Innsbruck . . .	9,5	17,0	5,0	11,1	42,6

Im Sommer ist der Föhn am seltensten (und am

[1]) Bei dem Föhn vom 27. Januar 1890 wurde die relative Feuchtigkeit zu Partenkirchen von 2—6h p. m. auf 6% (Min. 4%) erniedrigt, konstatiert durch Psychrometer und Haarhygrometer, Temp. 12—13° C. Der Schnee verschwand mit nie gesehener Raschheit. Die Haut und die Fingernägel splitterten, das Gefühl der Trockenheit war sehr unangenehm. Ward, Z. 90, S. 240.

wenigsten intensiv), im Winter und Frühling am häufigsten. Durchschnittlich hat das Jahr 30—40 Föhntage und es wird daraus klar, welchen großen Einfluß der Föhn auch auf die mittlere Temperatur jener Orte haben muß, wo er heimisch ist.

Pernter hat berechnet, welchen Einfluß der Föhn auf die mittlere Temperatur von Innsbruck hat. Er findet, daß derselbe im Winter und Frühling die Mitteltemperatur um 0,8°, im Sommer kaum um 0,2°, im Herbst um 0,7° erhöht, das Jahresmittel von Innsbruck wird um 0,6° gesteigert, was einer um 1° südlicheren Lage entspricht [1]).

Es war natürlich, daß man bei der Frage nach der Ursache des Föhnwindes zuerst auf den Gedanken verfiel, derselbe komme aus Nordafrika in die Schweiz; er ist ja ein Südwind, heiß und trocken, und im Süden der Schweiz liegt die Sahara, der Inbegriff der Trockenheit und Hitze. Freilich hätte man bedenken können, daß die Sahara nur im Sommer sehr heiß ist, und daß umgekehrt der Föhn gerade im Winter die größte Temperatursteigerung bringt, im Sommer aber am schwächsten auftritt.

Gegen den Ursprung des Föhn aus der Sahara spricht zunächst entschieden der Verlauf der gleichzeitigen Witterungserscheinungen auf der Nord- und Südseite der Alpen während des Auftretens des Föhn. Wenn in der Nordschweiz die heißen, trockenen Südwinde wehen, ist die Luft auf der Südseite der Alpen ruhig, die Temperatur ist in den Thälern wenig oder gar nicht erhöht, die relative Feuchtigkeit ist groß und gewöhnlich fallen wenige Stunden, nachdem der Föhn in den nördlichen Alpenthälern zu wehen begonnen hat, auf der Südseite des Alpenkammes und auf diesem selbst Niederschläge, Regen und Schnee, oft in ungewöhnlicher Menge. Während der furchtbaren Regengüsse und Ueberschwemmun-

[1]) Ueber die Häufigkeit, die Dauer und die meteorologischen Eigenschaften des Föhn in Innsbruck. Sitzungsber. d. Wiener Akad. Mai 1895. Der Einfluß des Föhn auf alle meteorol. Elemente wird in dieser Abhandlung in gründlicher Weise dargelegt.

gen in Kärnten vom 1.—4. Dezember 1872 gab es ausnahmsweise auch in den Thälern der nördlichen Kalkalpen zwischen Wien und Salzburg heftige Föhnstürme mit großer Trockenheit [1]).

Man kann auch nicht annehmen, daß der warme, trockene Südwind in der Höhe über den südlichen Alpenthälern hinwegzieht, denn auch auf den Alpenkämmen ist er nicht zu spüren, indem daselbst die Temperatursteigerung gering ist und die Luft feucht bleibt. Die außerordentlich hohe Wärme, sowie die Trockenheit ist auf die Föhnthäler beschränkt und verliert sich immer mehr gegen das Alpenvorland hinaus. Folgende Daten geben die gleichzeitige Witterung auf der Süd- und Nordseite der Alpen im Mittel von 20 Föhntagen des Winters:

Ort	Temperatur Celsius			Relative Feuchtigkeit			Witterung
	Morg.	Nm.	Abd.	Morg.	Nm.	Abd.	
Mailand	3,2°	5,1°	3,9°	96	93	96	Regen [2]) Wind var.
Bludenz	11,1	14,0	11,5	29	22	28	SE 5—8 Föhn
Stuttgart	3,4	8,8	5,0	84	72	81	10mal Reg. Wind var.

Daß die Föhnluft der nördlichen Alpenthäler ihre hohe Temperatur nicht schon auf den Alpenhöhen selbst hat, sondern ihre Wärme erst beim Herabstürzen in die Thäler erlangt, zeigen folgende Daten:

Witterung längs der Gotthardstraße während des Föhns vom 31. Jan. und 1. Febr. 1869:

Ort	Höhe	Temp.	Feuchtigkeit	Witterung
Bellinzona . . .	229 m	3,0°	80 %	N (Regen)
S. Vittore . . .	268	2,5	85	S u. SW
Airolo	1172	0,9	—	N u. S
St. Gotthard . .	2100	—4,5	—	S 2—3
Andermatt . . .	1448	2,5	—	SW 2
Altdorf	454	14,5	28	S (Föhn)

In Andermatt ist die Temperatur gleich der von S. Vittore auf der Südseite, 1200 m tiefer. Am St. Gotthard selbst ist die Luftwärme, obgleich starker Südwind herrscht, nur wenig erhöht, ungemein stark aber in Alt-

[1]) Z. 73, S, 10.
[2]) An 16 Tagen unter 20.

dorf. Der Südwind hat also seine Wärme erst beim Herabsinken aus einer relativen Höhe von circa 1700 m erlangt.

Während der langen Föhnperiode zu Anfang des Januar 1877 (1., 3. bis 10.) war die mittlere Temperaturabweichung im Süden zu Lugano und Castasegna nur +4,3°, am St. Bernhard in 2478 m nur +3,7°, in den Föhnthälern dagegen zu Altdorf +11,4°, Altstätten +13,3°, im Flachland der Schweiz wieder geringer, aber beträchtlicher als auf der Südseite: Zürich +6,9°, Basel +8,0°.

Diese Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, daß der Föhn seine hohe Wärme, wie auch seine Trockenheit erst beim Herabkommen von den Alpenkämmen auf der Nordseite der Alpen selbst erlangt, daß er sie dagegen nicht aus der Ferne, weiter von Süden her mitbringt.

Daß ein Luftstrom, der sich beim Herabsinken so rasch erwärmt, relativ sehr trocken sein muß, ist einleuchtend. Nehmen wir z. B. an, die Luft wäre am 31. Januar und 1. Februar auf der Höhe des St. Gotthard mit Wasserdampf gesättigt gewesen, so hätte sie bei −4,5° in jedem Kubikmeter 3,5 g Wasserdampf enthalten. In Altdorf angekommen mit einer Temperatur von 14,5° hätte sie aber 12,4 g Wasserdampf enthalten können, die relative Feuchtigkeit dieses Südwindes wäre demnach 28 Proz. [1]) geworden.

Die Wärme des Föhn erklärt sich aus dem früher erläuterten Gesetz, daß eine zu höherem Druck herabsinkende Luftmasse sich im Verhältnis von 1° für je 100 m erwärmt. Dies ist auch in der That das Gesetz der Wärmezunahme nach oben bei Föhnwinden.

Aus den Beobachtungen an den schweizerischen Stationen zwischen 2700 und 300 m ergibt sich die

---

1) Genauer mit Rücksicht auf die Volumenänderung infolge der Druck- und Temperaturänderung (19° in unserem Fall) stellt sich die Berechnung so: Ein Kubikmeter Luft aus der Höhe des St. Gotthard geht in Altdorf über in das Volum $\frac{58}{72}$ (1 + 0,00367 × 19°) = 0,86, welches bei 14,5° im Maximum 10,6 g enthalten kann, daher die relative Feuchtigkeit 33% wird.

Wärmezunahme von den Alpenkämmen in die Föhnthäler hinab im Mittel zu 0,97° für je 100 m, während auf der anderen Seite des Gebirges (auf der Südseite bei Südföhn) die Wärmeabnahme nach oben nur 0,44° beträgt, d. i. das durchschnittliche Maß für den Winter.

Aus den auf den telegraphischen Witterungsberichten basierten täglichen Wetterkarten von Europa hat sich auch ergeben, warum die Luft zeitweilig stürmisch von den Alpenkämmen in die Thäler herabstürzt [1]) und so den Föhn erzeugt. Es hängt dies zusammen mit dem Heranrücken der atlantischen Barometerminima oder Sturmzentren gegen Westeuropa. Wenn ein Barometerminimum im Westen oder Nordwesten der Alpen sich befindet, auf der Linie zwischen der Bai von Biscaya und Irland, so strömt die Luft über dem Alpenvorland als Südost- oder Südwind gegen den Ort kleinsten Luftdruckes hin, aber auch die Luft aus den Alpenthälern wird gegen diese Stelle hingezogen, gleichsam aus den Thälern herausgesaugt. Da die Alpenmauer hier das direkte Zufließen aus Süden hemmt, so muß die Luft aus der Höhe, von den Alpenkämmen herab zum Ersatz herbeifließen. So entsteht der Föhn. Die orkanartige Heftigkeit der Föhnstöße in den Thälern, deren oft merkwürdig lokale Beschränkung und große Unregelmäßigkeit überhaupt wird aus dieser Art des Entstehens im Verein mit dem Einfluß der komplizierten Terrainbildung auf die Luftbewegung erklärlich.

Auf dem Flachlande draußen, wo der Luftzufluß gegen das Barometerminimum unbehindert und in horizontaler Richtung erfolgen kann, fehlt sowohl die große Heftigkeit als auch die hohe Wärme und Trockenheit des Föhn, denn die warmen, trockenen Luftzuflüsse aus den Thälern mischen sich bald mit dem breiten allgemeinen Luftstrome. Da das Luftdruckminimum und der allgemeine SW-Sturm von Westen heranrückt, so tritt der S-Sturm zuweilen

[1]) Die Neigung des von den Kämmen in die Thäler herabfließenden Luftstromes ist übrigens bei weitem nicht so groß, als man meist annimmt. Die Neigung eines Luftstromes vom Tödikamm nach Auen (Glarnerthal) ist 9°, von dem Kamm der Titliskette nach Engelberg circa 12°, vom Creux du Champ nach Ormont 25° (Wettstein).

merklich früher im nördlichen Alpenvorland ein, als der Föhn in den Alpenthälern.

Auf der Südseite der Alpen bleibt die Luft noch lange ruhig, während auf der Nordseite schon der Föhn tobt; die Alpenmauer hindert den Luftzufluß aus Süden in den unteren atmosphärischen Schichten. Der Luftdruck fällt im Süden viel langsamer als auf der Nordseite und die Temperatur ist noch niedrig, wie gewöhnlich in der kälteren Jahreszeit bei hohem Luftdruck; die Temperaturabnahme nach oben ist langsam. Erst später tritt auch im Süden Erwärmung ein, sie ist aber meist geringer als selbst im nördlichen Alpenvorland — geschweige denn in den Föhnthälern; fast immer treten dann zugleich starke Niederschläge ein.

In welchem Maße die Alpenkette in den unteren Niveaus den Luftzufluß gegen das Barometerminimum in Nordwesten hin hemmt, zeigen die großen Luftdruckdifferenzen zwischen der Nord- und Südseite der Alpen. Im Mittel von 7 Föhntagen war die

Luftdruckdifferenz pro 15 geogr. Meilen:
Basel—Altdorf = 2,3 mm
Altdorf—Lugano = 7,3

also 3mal größer auf letzterer Linie. Die Differenz steigt in einzelnen Fällen auf 10—12 mm.

Der S- oder SW-Sturm tritt also zuerst an den Westküsten Europas auf und schreitet gegen Mitteleuropa und das Alpenvorland vor. Die Luft, welche zu Anfang von den Alpenkämmen herabfließt, kommt gar nicht weit her von Süden, ihre relativ hohe Temperatur erklärt sich hinlänglich aus der normalen langsamen Wärmeabnahme mit der Höhe, d. h. der relativ milden Temperatur der höheren Schichten und der raschen Erwärmung derselben beim Herabsinken. Im Winter finden wir eine durchschnittliche Wärmeabnahme nach oben von 0,45° (sie ist bei der dem Föhn vorausgehenden Witterung meist noch kleiner), die Erwärmung der niedersinkenden Luftmassen ist aber genau 0,99° pro 100 m, die herabsteigenden Luftmassen gewinnen also für je 100 m einen Temperatur-

zuwachs von 0,54°, also für 2500 m schon 13,5°, so daß also die Temperatur mitten im Winter leicht auf 14 bis 17° steigen kann, ohne daß deshalb die Luftströmung aus wärmeren, südlichen Breiten zu kommen braucht. Später wird allerdings auch Luft von Süden herbeigezogen, und dies bedingt dann ein Aufsteigen der Luft an den Südabhängen der Alpen und damit reichliche Kondensation des Wasserdampfes daselbst. Infolge der letzteren kühlt sich aber die aufsteigende Luft nur langsam ab und die zur hohen Erwärmung der Luft auf der Nordseite nötigen Bedingungen bleiben dieselben oder steigern sich noch.

Da im Sommer die höheren Luftschichten relativ viel kälter sind als im Winter, indem die Temperaturabnahme nach oben 0,6 bis 0,7° C. pro 100 m beträgt, so ergibt sich aus unserer Erklärung von selbst, daß der Föhn im Sommer keine so große Erwärmung hervorbringen kann als im Winter, der Wärmezuwachs pro 100 m beträgt jetzt nur 0,4 bis 0,3° C. Dazu kommt, daß im Sommer die atlantischen Barometerminima seltener und viel weniger intensiv sind, daher die Vorbedingung zum Herabsinken der Luft von den Alpenkämmen in die Thäler seltener und schwächer auftritt.

Jene Thalrichtungen und Thalformationen, welche den freien Abfluß der Luft gegen das nordwestliche Barometerminimum hindern oder beeinträchtigen, scheinen auch dem Auftreten des Föhns ungünstig zu sein, wie z. B. das obere Wallis, das Aarthal zwischen Brienz und Thun etc.; umgekehrt hat das nach N offene Rheinthal und Reußthal (bei Altdorf) sehr heftigen Föhn, auch das nach NW umbiegende untere Rhonethal (bei Bex).

Wenn sich das Barometerminimum weiter nach NE oder E fortbewegt, schlägt der Wind von S und SW in W und NW um und es folgt auf den Föhn rasche Abkühlung und starker Regen, während es nun auf der Südseite der Alpen trocken wird.

Die neueren eingehenderen Untersuchungen von Erk, Billwiller, Pernter über die das Auftreten des Föhn auf der Nordseite der Alpen bedingenden Luftdruck-

verhältnisse haben ergeben, daß im Gefolge der größeren Barometerdepressionen, die zumeist auf der W- und NW-Seite vorüberziehen, sich lokale Luftwirbel und Barometerminima am Nordrande der Alpen und in den Alpenthälern selbst bilden, und daß diese die nächste Ursache des Föhn sind. So erklärt sich auch die außerordentliche lokale Heftigkeit der Föhnstürme, und die in den Ostalpen (speziell Innsbruck) oft hervortretende scheinbare Unabhängigkeit derselben von der allgemeinen Druckverteilung. Für den außerordentlich heftigen und auch sonst merkwürdigen Föhnsturm vom 15. und 16. Oktober 1885 im bayerischen Gebirge hat Erk das Auftreten und Fortschreiten eines sekundären lokalen Luftwirbels im nördlichen Alpenvorland nachgewiesen (Met. Zeitschr., 1886, S. 24, mit Karte). In gleicher Weise hat Billwiller für den Föhn vom 13. Januar 1895 die Bildung einer Teildepression über der mittleren und nordöstlichen Schweiz und lokaler Barometerminima in den Föhnthälern (Aar, Reuß, Linththal, oberes Rheinthal, Illthal) nachweisen können, die unter dem Einfluß eines großen Barominimums an der Küste von Irland zur Ausbildung gelangt sind (Met. Zeitschr., 1895, S. 201, mit Karte und Luftdruckdiagrammen). Wahrscheinlich entstehen alle Föhnstürme unter dem Einflusse solcher lokaler Luftdruckminima, die auf den gewöhnlichen Wetterkarten nicht zur Darstellung gelangen können [1]).

Wenn die soeben gegebene Erklärung des Föhn die richtige ist und derselbe zu der Sahara in keiner Beziehung steht, so darf man zunächst erwarten, daß auch auf der Südseite der Alpen Föhnerscheinungen auftreten, wenn der Luftdruck im NW hoch, in SE dagegen niedrig ist, also die Luftdruckverteilung die entgegengesetzte von der oben geschilderten ist, die den Föhn in der Schweiz erzeugt. In der That fehlt der Föhn auf der Südseite der Alpen keineswegs. Es wehen bei der angegebenen

---

1) Ein Teil der von Hébert aufgestellten Thesen erhält dadurch eine Bestätigung und Erklärung, wenngleich in etwas anderem Sinne, als in dem des Autors. Étude sur les grands mouvements de l'atmosphère et sur le foehn et le sirocco pendant l'hiver 1876|77. Atlas météorologique. Tome VIII, auch Z. 78, S. 317.

Luftdruckverteilung trockene, warme N- und NE-Winde in den südlichen Alpenthälern, ja der Nordföhn macht sich bisweilen selbst noch in Mailand fühlbar. Doch erreicht der Nordföhn durchschnittlich bei weitem nicht die Heftigkeit des Südföhn, wie ja auch die Barometerminima des Mittelmeers an Intensität wie an Häufigkeit weit zurückstehen gegen die des Atlantischen Ozeans. Orte, von denen bekannt ist, daß der Nordföhn öfter auftritt, sind Bellinzona, Lugano, Castasegna, am Comersee, Riva, Brixen etc. [1]).

In den Ostalpen östlich vom Meridian von Innsbruck tritt der Föhn viel seltener auf, ist aber auf der Nord- wie auf der Südseite der Ostalpen keineswegs unbekannt. In den Thälern der Nordalpen kommen zuweilen heftige Föhnstürme vor, während gleichzeitig die Südseite der Alpen, auch Kärnten, heftigen Regen hat (Z. 85, S. 516; Z. 73, S. 10). Auf der Südseite der Hohen Tauern gibt es einen Nordföhn.

Eine weitere Konsequenz unserer Theorie ist, daß auch andere Gebirge ihren Föhn haben müssen. Folgende Angaben über die geographische Verbreitung der Föhnwinde beweisen, daß auch diese Folgerung vollständig durch die Beobachtungen bestätigt wird.

Ueber Föhnwinde im deutschen Mittelgebirge siehe: in den Vogesen, Z. 94, S. 143; im Riesengebirge, Z. 95, S. 463 und Aßmann, „Einfluß der Gebirge".

Am interessantesten ist der Föhn an der Küste von Westgrönland, den Rink schon vor langer Zeit trefflich beschrieben hat [2]), natürlich ohne ihn als Föhn zu bezeichnen. Es ist dies ein sehr warmer, trockener E- und SE-Wind, der über das völlig vergletscherte Innere Grönlands herüberkommt und stürmisch auf die Fjorde einfällt. Er erhöht im Winter die Temperatur durchschnittlich um 12—20° C. über die Mitteltemperatur, im Herbst und Frühling etwa um 11°. Noch zu Upernivik

[1]) Z. 68, S. 561. Nordföhn in Bozen u. Brixen Z. 88, S. 175; Z. 84. S. 89. Taufers Z. 84, S. 192. Meran Z. 90, S. 229 u. 230. Görz Z. 89, S. 192. Turin Föhn bei Westwind Z. 93, S. 152.

[2]) Physikal. Beschreibung von Nord- und Südgrönland. Zeitschr. f. Allg. Erdkunde II. Bd., 1854 u. N. F. III. Bd., 1857.

unter $72^3/_4{}^0$ N brachte der Föhn vom 24. November 1875 eine Temperatur von 10^0, d. i. eine Temperaturerhöhung um 25^0 über die Mitteltemperatur. Der Föhn von Ende November und Anfang Dezember 1875 herrschte durch 18—20 Tage in ganz Westgrönland und brachte im Süden eine durchschnittliche Temperaturerhöhung um 8^0, im Norden um 15^0 über die Mittelwärme.

Hoffmeyer hat diesen Föhn genauer untersucht und nachgewiesen, daß er ganz auf dieselbe Weise erklärt werden muß, wie der Föhn der Alpen. Es herrschte damals ein Barometerminimum im Süden der Davisstraße und hoher Luftdruck im Nordatlantischen Ozean in der Gegend von Island, wodurch SE- und E-Winde über Grönland erzeugt wurden, die von dem mindestens 2000 m hohen Innern Grönlands in die Fjorde hinabwehend jene hohe Temperatur annehmen mußten. Direkt vom Nordatlantischen Ozean kann der westgrönländische Föhn seine Wärme nicht nehmen, denn dieselbe ist im Süden (62^0 N. Br.) gelegentlich im Winter so hoch, daß man sie über dem Atlantischen Ozean erst in der Breite der Azoren wiederfindet [1]). Selbst noch Kane im Rensselaer Hafen unter dem 78. Breitegrad und Nares in Floeberg Beach unter $82^1/_2{}^0$ N fühlten die Wärme des grönländischen Föhns. Auch Island hat seinen Föhn, worauf Hoffmeyer aufmerksam gemacht hat [2]).

An der Ostküste von Grönland kommt der Föhn mit W- und NW-Winden. In Scoresbysund stieg z. B. die Temperatur am 10. Januar 1892 von —21,2 um 4^h a. auf + 6,0 (8^h a. m.) bei WNW, der von dem eisbedeckten inneren Hochlande kommt (Z. 93, S. 24).

Im Angmasalik (65^0 N) in E-Grönland kommt der Föhn aus N und NE (s. die Beobachtung von Holm in Z. 89, S. 378 und die Erklärung, die ich beigefügt habe).

Zu Hermannstadt nennt man den trockenen, warmen

---

1) Hoffmeyer, Le foehn du Groenland. Referat darüber in d. Zeitschr. f. Meteorol. XIII. Bd., 1878, S. 65 u. 70. Neuere Abhandl. über den Föhn in Grönland siehe Met. Zeitschr. 90, S. 103, 268 und Paulsen, Die milden Winde im grönländ. Winter. Z. 89, S. 241. Verhandl. d. Berliner geograph. Gesellschaft 1893, Bd. XX, S. 356

2) Zeitschr. f. Meteorol. XIII. Bd., S. 146.

Südwind „Rotenturmwind". Kutais hat namentlich im Frühling trockene, warme Ostwinde, die vom Suramgebirge herabwehen und oft den Tabakpflanzungen schädlich werden. Am Südufer des Kaspischen Meeres zu Rescht weht zuweilen im Winter vom Elbursgebirge herab ein trockener, heißer Wind [1]). Tholozan beschreibt denselben eingehender. Die stürmischen Südwinde in Gilan sind außerordentlich trocken und warm, am stärksten treten sie auf in Kodum, 24 km von Rescht. Sie sind am häufigsten im Herbst, treten aber auch im Winter und Frühling auf, wenn die Höhen mit Schnee bedeckt sind. Dieser trockene, warme Südwind zeigt sich in ganz Gilan und im Westen von Mazenderan [2]). Auch Trapezunt hat einen Föhn [3]). Am Urmiasee in Persien weht zuweilen ein heftiger W-Wind, den J. Perkins mit dem Samum Arabiens in Beziehung bringt. Er weht oft 3 Tage und obgleich er über die hohen schneebedeckten Berge Kurdistans kommt, ist er so heiß und trocken, daß er die Vegetation versengt [4]).

Auf der Südinsel von Neuseeland wehen die NW-Stürme, nachdem sie ungeheure Regenmengen über die Westseite der neuseeländischen Alpen entladen haben, auf der Ostseite als trockene, heiße Winde auf die Canterbury Plains hinab. Murrough O'Brien sagt von dem „Nor-wester" dieser Ebenen:

Die Canterbury Plains sind circa 100 miles lang und 30 bis 40 miles breit, sie sind auf der Ostseite von der See begrenzt, auf der Westseite von einer Bergkette von 2400—3600 m Höhe. Heftige Winde sind heimisch auf diesen Ebenen, die von NW sind die strengsten und wütendsten. Am Fuß der Berge und auf den Ebenen ist der NW ein sehr trockener und oft ein heißer Wind, ohne Regen — der Himmel ist von einer besonders tiefblauen Farbe. An den Gipfeln der Bergkette jedoch ruhen schwere dunkle Wolken, welche trotz des wütenden Windes unbeweglich

---

1) Siehe auch Radde in Peterm. Geogr. Mitt., 1881, S. 51.
2) Tholozan, Sur les vents du Nord de la Perse et sur le foehn du Gilan. Comptes rendus. Tome C, 607. Annuaire de la Soc. mét. de France. 1885, S. 95.
3) Meteorol. Zeitschr. XV. Bd., S. 326.
4) Coffin, Winds of the Globe. Washington 1875, S. 444. (Smith, Contrib. 268.) Perkins beschreibt auch die Land- und Seewinde und andere lokale Winde am Urmiasee.

bleiben. In den oberen Thälern begleiten heftige Regengüsse den Nordwester, der Schnee schmilzt und die Flüsse, welche in die höheren Thäler und Gletscher hinaufreichen, steigen um 3—6 m in einer Nacht. Dieser Wind hört häufig nachts auf und beginnt wieder vor Mittag. — Er erstreckt sich mit seiner größten Wut nicht über die ganze Ebene, und ist oft beschränkt auf die niedrigeren Vorberge und einige Meilen gegen Osten [1]).

Im Thale des Lake Ohau sind die Nor-wester besonders heftig zu allen Jahreszeiten, zumeist wehen sie von Oktober bis März und namentlich im Februar. Sie beginnen meist um 10^h vormittags und es folgt ihnen Regen bis zum Abend [2]).

Die internationale deutsche Expedition auf Südgeorgien hatte Gelegenheit auch dort Föhnwinde zu beobachten. Unter deren Einfluß erreichen die Temperaturmaxima des Winters fast die des dortigen Sommers. (D. Polarst. Bd. II, S. 339.)

Ueber den Föhn bei Kanazawa, Japan, berichtet Knipping (Z. 90, Littb.-B. S. 88).

Von besonderem Interesse ist der sogen. Chinookwind im Osten des Felsengebirges, der für eine lange und breite Zone am Fuße derselben von hoher klimatischer Bedeutung ist. Von Alberta (W-Canada) sagt Mc Caul [3]): Die große Haupteigenschaft des Klimas, von welcher das Wetter abhängt, ist der Chinookwind. Er bläst von W bis SW in allen Stärkegraden bis zum heftigsten Sturme. Im Winter ist er bemerkenswert warm, im Sommer eher kühl. Seine Ankunft wird angezeigt durch eine Bank von dunklen Cumuluswolken über den Gebirgen. Seine Wirkungen sind im Winter nahezu wunderbar. Wenn ein wirklicher Chinook weht, steigt das Thermometer oft von —10° bis über +20°, der Schnee, der am Morgen noch gut einen Fuß tief war, verschwindet bis zum Abend, alles tropft, aber in kurzer Zeit ist alles aufgetrocknet

1) Haughton, Physical Geography. London 1880. Siehe auch Hochstetters Neuseeland und Julius Haast in Peterm. Geogr. Mitt.

2) On the Hot Winds af Canterbury by Alex. Mc Kay. – Observ. regarding the Hot Winds of Canterbury and Hawkebay by Cockburn-Hood. — Der letztere Autor hält sie für eine Fortsetzung der heißen Winde von Australien (!). Wenn die NW-Winde einige Tage wehen, so welkt die Vegetation, selbst das Laub von succulenten Pflanzen wird geröstet, daß es wie trockener Zunder verrieben werden kann. Sie haben einen höchst niederdrückenden Effekt auf Menschen und Tiere. Transactions and Proceed. New Zealand Institute. Vol. VII, 1874, S. 105—112.

3) American Met. Journal. 1888, Vol. V, S. 149. S. a. H. M. Ballou, The Chinook Wind, ebenda, April 1893, Vol. IX, S. 541.

von dem durstigen Wind und die Prairie ist so trocken, daß der Huf eines Pferdes kaum einen Eindruck hinterläßt.

Auch E. Ingersoll sagt: Dieser Wind ist wunderbar in seinen Wirkungen. Er befreit im Winter die Ebenen auf Hunderte von Meilen vom Gebirge weg nahezu von allem Schnee mit einer erstaunlichen Schnelligkeit. Der Chinookwind bewirkt, daß auf den Hochebenen am Fuße des Felsengebirges in Canada der Schnee selten lange liegen bleibt. Auf den Kootenay Plains weidet das Vieh im Winter im Freien; nach Osten hin gegen Winnipeg wird es kälter. Edmonton, 300 engl. Meilen E vom Fuße der Rocky Mountains, wird aber noch von den Chinookwinden berührt. Ihr Einfluß wird namentlich von 55—60° N verspürt in Montana, Alberta, Saskatchewan am Oberlaufe des Peace River und Liard River. Das exceptionell günstige Klima von Saskatchewan und Peace River gegenüber dem Osten Nordamerikas unter gleicher Breite ist begründet in den warmen westlichen Winden vom Pacific, die aber erst auf der Ostseite des Felsengebirges so trocken und warm werden. Man kann in Isle à la Crosse unter 56° N. Br. Ende September die Kartoffel noch grün finden, während sie in Manitoba schon nach Mitte August dem Frost erlegen ist. Daß der Wind erst auf der Ostseite des Felsengebirges trocken und warm wird, darüber liegen interessante Beobachtungen vor.

Im Sommer 1875 stand Prof. Macoun auf dem Mt. Selwin 2100 m am Peace River-Paß und konnte nach Osten und Westen die Landschaft überblicken. Im Osten gewährte die ganze Gegend den Anblick einer Sommerlandschaft, nach Westen hin machte sie den Eindruck der Kühle und eines nassen Frühlings. Im Westen waren bei Ft. Mac Lod 55° N die Erdbeeren am 6. Juli erst in Blüte, auf der Ostseite bei Hudsonsbay Hope waren sie schon völlig reif. „Auf diesem selben Berg schrieb ich nieder: Wenn die warmen Winde von W kommen, warum erwärmen sie nicht zuerst die Westseite, bevor sie nach Osten kommen? Diese Frage (meint Macoun) ist bisher unbeantwortet geblieben“ und Macoun sieht daher in den Chinookwinden abgelenkte Südwinde vom mexikanischen Golf herauf.

Ein anderer Berichterstatter wundert sich, daß er auf dem Athabasca-Paß oben, von wo der heiße Wind herüberweht, den

Schnee noch 30 Fuß (?) tief fand, während er unten auf der Ostseite völlig aufgezehrt war[1]).

Die neuere Theorie der Föhnwinde findet keine Schwierigkeit, diese verschiedene Temperatur und Feuchtigkeit desselben Windes auf den beiden entgegengesetzten Seiten eines Gebirges zu erklären.

Auch noch in niedrigeren Breiten sind die Westwinde, die vom Felsengebirge herabwehen, trocken und warm. Doch sind hier die Verhältnisse nicht mehr günstig für die Entstehung starker Föhnwinde.

Ueber Colorado Springs (39° N) sagt Loud: Der Exzeß der westlichen Windkomponente wird hier hervorgebracht durch das zeitweilige Vorherrschen eines für diese Region sehr charakteristischen Windes, der (scherzhaft) unter dem Namen „Zephyr" bekannt ist. Im Winter und Frühling weht er häufig mit bemerkenswerter Stärke und Wut, gewöhnlich aus einem Punkt wenig N von W; er wird charakterisiert durch eine auffallende Wärme und Trockenheit, Eigenschaften, welche einen ähnlichen Ursprung wie den des Schweizer Föhn wahrscheinlich machen. (Loud, American Met. Journ. I, S. 353.)

Scirocco. In Südeuropa, in den Ländern romanischer Zunge, wird unter dem Namen Scirocco örtlich auch ein Föhnwind verstanden. Der Scirocco ist im allgemeinen ein warmer und zumeist feuchter Südwind, der Gegensatz zum kalten und trockenen Nordwind. So ist der Scirocco Italiens, der dalmatinischen Küste ein feuchter, schwüler Süd- oder Südostwind. Wo aber der Südwind aus dem Innern eines hohen Landes kommt, von einem Gebirgskamm oder Plateaurand herabstürzt, da ist er heiß und trocken, ein echter Föhn.

Schon Bridone bemerkt, daß der heiße Scirocco auf Sizilien wohl nicht aus der afrikanischen Wüste kommen könne, sonst müßte er am heftigsten sein an der Südküste, was nicht der Fall ist, er tritt im Gegenteile an der Nordküste speziell zu Palermo am stärksten auf. Kürzlich hat Zona den intensiven Scirocco vom

[1]) Report on the great Mackenzie Basin. Ottawa 1886. Enthält viele Berichte über die Chinookwinde und ihre Wirkungen.

29. August 1885 näher beschrieben. Die Temperatur stieg zu Palermo um 1^h auf 49,6°, die relative Feuchtigkeit sank unter 10 %. Die Temperatur und Feuchtigkeit war dabei im Osten und Süden der Insel nicht abnorm, erst in der Nähe von Palermo zwischen Termini und Alcamo steigt die Temperatur auf 42° und sinkt die Feuchtigkeit auf 16 %. Der Sciroccosturm, der zu Palermo herrschte, hatte somit keineswegs die Oberfläche von Sizilien passiert[1]), er konnte nicht von Algerien und Tunesien gekommen sein, weil dort die Temperatur an den Küsten kaum 30° war[2]).

An der Westküste Messeniens zwischen Pylos und Kyparissia gibt es einen Scirocco di Levante. Dieser Föhnwind setzt morgens aus SE ein und dreht sich tagsüber nach E und selbst bis N. Er ist sehr heiß und trocken, die Blätter der Bäume fallen ab. (Philippson, in Verhandlgn. d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin 1880, XV, S. 315.)

Der Scirocco der algerischen Küste verdankt den gleichen Ursachen seinen Ursprung; ein an sich warmer Südwind steigert seine Temperatur noch um 10—15° und mehr beim Herabstürzen vom Gebirgsrand auf die Küste und wird dabei noch trockener. Bei dem Scirocco zu Algier vom 20. Juni 1874, den Sainte Claire-Deville beschrieben hat[3]), stieg das Thermometer beim Eintritt des SSE rasch auf 38,8°, die relative Feuchtigkeit sank unter 15 %.

Auch die Nordküste von Spanien hat einen heißen, trockenen Südwind, die täglichen Wettertelegramme von Bilbao geben öfter davon Kunde. Bei dem Scirocco vom 1. September 1874 stieg zu Biarritz an der Küste die Temperatur auf 38° und A. Piche[4]) beobachtete selbst auf der Düne von St. Jean-de-Luz mit dem Schleuderthermometer 38,5°; die relative Feuchtigkeit war noch um 4^h unter 37 % bei starkem S und SE infolge eines

---

1) Es soll damit nicht geleugnet werden, daß die Erhitzung des Bodens die Lufttemperatur auch etwas gesteigert hat.
2) Archives des sciences 1888, Heft III. Z. 88, S. 409.
3) Comptes rendus Bd. 79, S. 278.
4) Le coup de Sirocco du 1 sept. 1874. Pau 1876.

Barometerminimums bei Irland. Auf der französischen Nordseite der Pyrenäen heißt der warme, trockene Wind Vent d'Espagne. Er tritt ein bei der Annäherung der großen Depressionen von SW her, es folgt ihm sicher Regen bei der Drehung des Windes nach SW, W und NW. Für die Gegend von Pau gilt deshalb nach Piche der scheinbar paradoxe Satz: „Plus il fait sec, plus la pluie est proche."

Auch noch in Innsbruck heißt der Föhn Scirocco. Zuweilen werden auch die trockenen, warmen Nordwinde (Nordföhn) auf der Südseite der Alpen, an den oberitalienischen Seen, Scirocco genannt, wegen ihrer Wärme hält man sie für von den Alpen abgelenkte, gleichsam reflektierte Südwinde [1]).

Diese Beispiele der geographischen Verbreitung des Föhn mögen genügen. Mit der Ausdehnung der meteorologischen Beobachtungen wird man noch vielfach Föhnerscheinungen finden. Dieselben dürften aber auf die gemäßigten und kalten Zonen beschränkt sein, d. h. besser gesagt, auf jene Teile der Erde, welche von stärkeren Barometerminimis und Stürmen heimgesucht werden; aus den Tropen ist mir kein Fall eines eigentlichen Föhnwindes bekannt, es wäre aber das Auftreten eines solchen beim Heranrücken eines tropischen Wirbelsturmes gegen einen hohen Gebirgszug zu erwarten.

Föhn, Bora und Mistral. Die Erklärung der Eigenschaften des Föhn als eines „Fallwindes" hat bei manchen Bedenken erregt, weil die Bora, die doch ein exquisiter Fallwind ist, kalt ist. Die Bora der istrischen und dalmatischen Küste ist ein heftiger NE-Wind, der vom Kamm des Gebirges auf das Meer herabstürzt, eisig kalt und dabei auch oft von trübem Wetter begleitet ist. Noch eisiger ist die Bora bei Noworossisk, die Baron Wrangel beschrieben hat [2]). Warum erwärmt sich die Bora nicht und wie kommt es, daß dieser Fallwind mit so niedriger Temperatur auftritt? Der Widerspruch ist

---

1) Hann, Der Scirocco der Südalpen. Z. 68, S. 561.

2) Repertorium für Met. Tome V, Nr. 4. Petersburg 1876 u. Z. 76, S. 238. Ueber bie Karstbora siehe den wichtigen Aufsatz von F. Seidel, Z. 91, S. 232.

nur ein scheinbarer. Auch der Luftstrom der Bora erwärmt sich beim Herabstürzen vom Gebirgskamm, aber seine Anfangstemperatur ist so niedrig, daß er trotzdem an den warmen Küsten der Adria (oder des Schwarzen Meeres) als kalter Wind ankommt. Bora tritt nur dort auf, wo das Hinterland sehr kalt ist gegenüber der Küste, also die Isothermen sich dicht aneinander drängen. Der Wärmeunterschied der Küste gegen das kalte, hochgelegene Binnenland ist so groß, daß auch eine Erwärmung um je 1° pro 100 m die Bora noch als kalten Wind erscheinen läßt. Uebrigens ist die Bora in Wirklichkeit nicht so kalt, als sie es zu sein scheint, ihre Temperatur liegt nur selten unter dem Gefrierpunkt. Der Kamm des Waradáh, über welchen die Bora von Noworossisk herabstürzt, ist nur etwa 600 m hoch, aber die Temperaturabnahme mit der Höhe ist nach Wrangel nahe 2° pro 100 m und zuweilen sicherlich noch viel größer. Ebenso ist das Hinterland der adriatischen Küsten im Winter sehr kalt. In Gospic ist das mittlere Temperaturminimum des Januar —16,7, in Lussinpiccolo dagegen 0,2, die absoluten Extreme sind —27,1 und —2,0°, der Höhenunterschied 560 m. Wenn sich die kalte Luft über dem Karstplateau auch beim Herabsinken um 1° pro 100 m erwärmt, kommt sie doch noch als kalter Wind an der Küste und auf den Inseln an [1]).

Aehnlich so verhält es sich auch mit dem Mistral der Provence, der zuweilen als NW-Sturm von den Cevennen sich herabstürzt. Der Temperaturunterschied der kalten Hochebenen von Zentralfrankreich gegen das warme südliche Rhonethal und namentlich gegen die Mittelmeerküste von Montpellier bis Toulon ist zu groß, als daß die Erwärmung beim Herabstürzen vom Gebirge den Luftstrom nicht trotzdem als einen kalten erscheinen ließe. Man muß ja auch bedenken, daß Bora und Mistral meist dann eintreten, wenn das Hinterland Kälteinvasionen von Norden her erleidet, also stark abgekühlt wird und der

---

[1]) Man vergleiche: Köppen in Zeitschr. 1882, S. 467 u. 1892, S. 75; ferner Trabert, Zur Theorie der Erwärmung herabsinkender Luft. Z. 92, S. 141; auch Hugo Meyer, Ueber Fallwinde (Das Wetter, 1887, S. 241).

schon gewöhnlich sehr große Temperaturunterschied noch weiter verschärft wird [1]).

Bora wie Mistral treten ein, wenn ein Barometerminimum über der südlichen Adria oder über dem Golf von Lyon sich einstellt und die Luft vom Hinterlande her ansaugt, oder wenn ein rasches Steigen des Barometers über dem letzteren das schon gewöhnlich bestehende Druckgefälle nach Süden hin stark erhöht. Oft hat die südliche Adria Scirocco (SE-Stürme), wenn bei Triest und Fiume auf der Nordseite des Barometerminimums Bora herrscht. Dann kann die Bora auch von trübem Wetter und selbst von Regen und Schnee begleitet sein.

Liegt ein Barometerminimum über Mittel- oder Oberitalien, dann hat die dalmatinische Küste Scirocco und warmes Wetter, die Provence Mistral und Kälte.

Am 2. Dezember 1886 z. B. lag ein Barometerminimum (750 m) bei Livorno. Toulon hatte 2,3 °, Perpignan 5 ° bei Mistral. Dagegen hatte Lesina 13 ° bei Sciroccosturm (SSE) und Regen, Pola 9 ° bei heftigem Regen. Am 21. desselben Monates, wo ein Barometerminimum über Oberitalien sich einstellte (750 m), hatte Perpignan 3 °, Toulon —1 ° bei NW-Sturm (Mistral), Pola, Triest hatten 15 °, Lesina 16 °, Rom, Neapel 15 ° bei Scirocco.

Auch die herabsinkenden erkalteten Luftmassen der Gebirgsthäler, die kalten Nachtwinde, entspringen einem Temperaturunterschied, den die Erwärmung beim Herabsinken nicht zu kompensieren vermag. Zudem verlieren dieselben auch unterwegs immer noch Wärme und das Herabsinken erfolgt zu langsam, als daß eine föhngleiche Erwärmung fühlbar werden könnte.

Die Gebirge als Klimascheiden. Der Einfluß einer Gebirgskette auf die Eigenschaften der Winde wird sehr schön illustriert durch die folgenden von de Seue berechneten Windrosen für das südliche Norwegen [2]).

---

[1]) Dersch, Der Mistral. Z. 81, S. 52. S. auch Sonrel, Annuaire de la Soc. Mét. 1867, XV, S. 45.
[2]) Z. 77, S. 189.

Windrosen der Bewölkung:

Südnorwegische	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Westküste	7,0	5,0	4,6*	6,0	7,2	8,3	**8,5**	7,9
Ostküste	4,2	5,7	7,3	**7,8**	7,6	5,7	3,8	2,5*

An der Westküste bringen die Westwinde die größte Bewölkung, an der Ostküste die Ostwinde, also überall die *gegen* das Gebirge wehenden Winde: die über das Gebirge herüberkommenden Winde sind die heitersten (und trockensten), besonders ist dies beim NW-Wind auf der Ostseite des Gebirges der Fall. Dasselbe gilt von der relativen Feuchtigkeit, wie folgende Zahlen dies erläutern:

Relative Feuchtigkeit:

Südnorwegische	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Westküste	80	77	74	71*	72	79	83	**83**
Ostküste	75	79	82	**85**	86	80	72	66*

So wie hier die Gebirgsmasse des südlichen Norwegen, so wirken auch anderswo die Gebirge, welche quer auf die Richtung des vorherrschenden Windes streichen, als Wetterscheiden. Auch verdient noch bemerkt zu werden, daß auf der Ostseite des norwegischen Gebirges die Windstillen mehr als doppelt so häufig sind, wie auf der Westseite (19 gegen 8 %). Die Westwinde sind ja bekanntlich die heftigsten.

Diese letzterwähnte Thatsache führt uns auf eine wichtige klimatische Funktion der Gebirge, die des *Windschutzes* und der *Hemmung des Luftaustausches* zwischen den beiden Seiten eines Gebirgszuges.

Im kleinen macht sich dies geltend in der relativ geringen durchschnittlichen Luftbewegung in den Thalbecken [1]) gegenüber der offenen Ebene. Die üppigere Vegetation, namentlich der kräftigere Baumwuchs solcher Thäler ist nicht allein ein Effekt der günstigeren Erwärmungsverhältnisse oder reichlicherer Niederschläge, sondern auch der größeren Luftruhe und geringeren Verdunstung gegenüber der Ebene. Die großen Ebenen

---

[1]) Manche enge Thäler, welche die Verbindung zwischen größeren Thalbecken herstellen, sind umgekehrt sehr zugig, weil sich die Luftströmung in ihnen wie in Stromengen verstärkt.

sind beständigeren, heftigeren Winden ausgesetzt und diese sind bis zu einem gewissen Grade baumfeindlich. Die Wiederbewaldung großer Ebenen findet eine Hauptschwierigkeit in den schädlichen Wirkungen der heftigen Winde auf die Neuanpflanzungen. Einmal bestehende größere Waldkomplexe schützen sich selbst gegen die Stürme.

Gebirgsketten außertropischer Breiten, die von West nach Ost streichen oder sich dieser Richtung nähern, gewähren für ihre Südabhänge Schutz gegen die kalten Polarströmungen und bedingen dadurch wichtige klimatische Schranken.

In unserer Nähe haben wir dafür ein Beispiel in den Alpen. Ein Uebergang über den Brenner, Splügen, Gotthard oder Simplon von Nord nach Süd versetzt uns in wenigen Stunden aus dem mitteleuropäischen in das italienische Klima. Der klimatische Uebergang ist hier viel schroffer als im Westen und im Osten der Alpenkette. Das Klima ändert sich wie mit einem Sprunge. Der Grund hierfür liegt in dem Schutz gegen die kalten nördlichen Winde, welche die mächtige Alpenmauer für ihre südlichen Thäler gewährt. Wir haben auch schon oben erfahren, daß dieser Schutz nicht immer bloß negativ (möchte man sagen), sondern auch positiv in dem Sinne ist, daß der kalte Wind, auch wenn er über das Gebirge herabsteigt, sich dabei erwärmt. Diese wohlthätige Wirkung der Alpenkette macht sich am auffallendsten in den südlichen Thälern selbst geltend, die oberitalienische Ebene ist dagegen wieder viel exponierter und kälter. Villa Carlotta am Comersee ist im Winter um 2,4° wärmer als Mailand, die Temperaturminima sind durchschnittlich um 5° höher; Riva ist im Winter um 1½° wärmer als Mailand. Das mittlere Jahresminimum ist zu Riva —5,0°, zu Mailand —8,0°. Selbst Bozen, das um einen Grad nördlicher und 110 m höher und noch am Fuß des Brenner liegt, hat genau dieselbe Wintertemperatur wie Mailand; das mittlere Jahresminimum von Bozen ist —7,7°, höher als das von Mailand. Man hat diese südlichen Alpenthäler darum nicht mit Unrecht „das Spalier des europäischen Gartens“ genannt.

Wenn Dove gesagt hat, daß die Alpen im Winter erkaltend auf die oberitalienische Ebene wirken[1]), so könnte dies leicht mißverstanden werden. Die niedrige Wintertemperatur der oberitalienischen Ebene ist, wie wir schon früher angedeutet haben, darin begründet, daß dieselbe auch von Süden und Westen von einem hohen Gebirgskamm umgeben ist, der die im Winter warmen Winde aus dieser Richtung abhält, dagegen den kälteren NE- und E-Winden Zutritt läßt, und was vor allem wichtig ist, eine unbehinderte Ansammlung der durch Wärmestrahlung des Bodens erkalteten Luftmassen gestattet. Diese kalten Luftmassen stagnieren in den Niederungen und werden die Ursache einer strengeren Winterkälte (vergleiche das Engadin, Kärnten, den Lungau), die niedrigsten Wintertemperaturen sind stets in den tiefsten Teilen der Niederung, in der Achse des Pothales anzutreffen. Selbst noch in den Mitteltemperaturen des Winters (1866/80) tritt dies deutlich hervor, wie folgende Zahlen nachweisen:

Ort	N. Br.	Seehöhe	Temp. Cels.	Ort	N. Br.	Seehöhe	Temp. Cels.
Mailand	45,5°	147 m	2,3°	Alessandria	44,9	98 m	1,3°
Brescia	45,5	172 „	2,7	Pavia . .	45,2°	98 „	2,2

Die ligurische Küste, die Riviera, ist ein weiteres Beispiel, wie Schutz gegen kalte, Aufgeschlossensein gegen warme Winde im Verein mit einer günstigen Exposition eine klimatische Begünstigung hervorrufen kann, welche man erst mehrere Breitegrade weiter südlich als normal antrifft.

Auch im Klima der ungarischen Ebenen findet man Anzeichen einer schützenden Wirkung des Bergkranzes der Karpathen gegen das direkte Eindringen der nordeuropäischen Kälte. Es geht dies namentlich hervor aus den sehr verringerten monatlichen Wärmeschwankungen, und selbst in den mittleren und absoluten Kälteextremen des Winters findet man Anzeichen dafür. So

---

[1]) Ueber den Einfluß der Alpen auf das Klima. Monatsb. d. Berliner Akad. 1863, S. 96 u. Zeitschr. für Allg. Erdk. XV, 1863, S. 241.

liegt z. B. Nyiregyhaza ziemlich Mitte Wegs zwischen Wien und Czernowitz, die mittleren Monatsminima des Winters aber sind:

	Czernowitz		Nyiregyhaza		Wien
Monatsminimum . .	—16,5		—12,5		—10,5
Differenz		4,0		2,0	

Das auffallendste Beispiel für den Schutz, den eine hohe Gebirgskette gegen das Vordringen der kontinentalen Winterkälte in niedrigere Breiten gewährt, finden wir in der Wintertemperatur Nordindiens, wenn man dieselbe mit jener Ostasiens, resp. Südchinas in gleicher Breite vergleicht.

Temperatur des Winters in Celsiusgraden:

Canton	23° 12′ . .	12,5°		Schanghai	31° 12′ . .	3,9°
Macao	22 11 . .	15,4		Multan[1]	31 10 . .	13,9
Calcutta	22 33 . .	20,9		Lahore[1]	31 34 . .	14,0

Nordindien hat demnach unter 31° Breite einen um 10°, unter 22½° Breite um 7° wärmeren Winter als die Küste des südlichen China unter gleicher Breite; noch größer würde der Unterschied sein, wenn man Stationen im Innern von China vergleichen könnte. Der Grund dieses Unterschiedes liegt darin, daß China den kalten NW-Winden aus dem Innern Asiens ausgesetzt ist, während der ungeheure Gebirgswall des Himalaya einen Luftaustausch zwischen Innerasien und Nordindien völlig ausschließt. Nordindien hat das seiner Breite zukommende Winterklima, eine erkältende Wirkung der von höheren Breiten kommenden Winde ist ausgeschlossen.

Hätten die Vereinigten Staaten von Nordamerika ein quer über die Meridiane streichendes Hochgebirge statt der meridional verlaufenden Gebirgskette der Rocky Mountains, so würden die südlich davon gelegenen Staaten vor den kalten Polarwinden geschützt sein, statt daß diese jetzt frei bis zum Golf von Mexiko hinabwehen und selbst noch in den Südstaaten gelegentlich außerordent-

---

[1]) Multan hat eine Seehöhe von 128 m, Lahore von 223 m, die obigen Temperaturmittel sind auf das Meeresniveau reduziert, wobei die Wärmezunahme nach unten für je 100 m zu 0,4 angenommen wurde.

lich tiefe Temperaturminima mit sich bringen. Die Mitteltemperaturen sind zwar in den Südstaaten höher als in Ostasien unter gleicher Breite, aber viel niedriger als jene in Nordindien, wie folgende Zahlen nachweisen:

Wintertemperatur in den Vereinigten Staaten unter 31—32° N. Br.

Mt. Vernon	31° 5′	11,3°	Natchez	31° 34′	10,5°
Savannah	32 5	11,2	Ft. Jessup	31 35	10,7

Da Nordindien unter gleicher Breite eine Wintertemperatur von 14,0° hat, so sind die südlichen Vereinigten Staaten um 3° kälter. Noch auffallender tritt der Unterschied hervor, wenn man die Kälteextreme vergleicht.

Die im Winter außerordentlich niedrige Temperatur von NE-Sibirien, sowie der gleichzeitig herrschende hohe Barometerstand sind, worauf Woeikof zuerst aufmerksam gemacht hat, gewiß zum großen Teile auch dadurch bedingt, daß sowohl nach Süden, namentlich aber nach Osten gegen das nahe Ochotskische Meer hin hohe Gebirgsketten den Luftaustausch, das Abfließen der durch Wärmestrahlung erkalteten Luftmassen hindern. In höheren Breiten, wo der Boden im Winter mit Schnee bedeckt ist, bedeutet ein solches Stagnieren der kalten Luftschichten stets auch eine Konzentrierung der Winterkälte. Eine hohe, durch keine tiefen Schluchten und Thäler zerschnittene Gebirgskette schützt das jenseitige Gebiet sehr wirksam gegen das Einbrechen der Kälte aus einem derartig erkalteten Hinterland. Denn da die niedrigste Temperatur unter solchen Verhältnissen am Grunde der Thalbecken angetroffen wird oder doch keine Abnahme der Temperatur mit der Höhe stattfindet, so ist die Erwärmung der vom kalten Hinterland über das Gebirge jenseits in die Niederung oder auf die Küste abfließenden Luft hinreichend, um einen großen Temperaturunterschied zwischen beiden Seiten des Gebirges aufrecht zu erhalten.

Nehmen wir an, ein derartiges Kältezentrum sei durch ein 1500 oder 2000 m hohes Gebirge von einem benachbarten wärmeren Küstenstrich getrennt. Dann

wird die vom Gebirge herabkommende kalte Luft um 15—20 ° erwärmt, also ihre Temperatur sehr wesentlich gemildert.

Es gibt viele Beispiele für diese günstige Wirkung einer Gebirgskette. Schon der Verlauf der Winterisothermen in Ostasien und in Nordwestamerika zeigt, wie eine hohe Gebirgskette ein dichtes Aneinanderdrängen der Isothermen zur Folge hat. Ein anderes nahe liegendes Beispiel haben wir in Dalmatien, dessen schmaler Küstensaum durch einen fast unzerteilten Gebirgszug von einem sehr kalten Hinterland getrennt wird. Obgleich in letzterem außerordentlich niedrige Wintertemperaturen vorkommen und die Winde sehr häufig vom Gebirgskamm herab sich als Bora aufs Meer stürzen, wird die Kälte des Landwindes durch sein Herabfallen doch so wesentlich gemildert, daß die dalmatinische Küste trotz der Bora sehr milde Kälteextreme und sehr hohe mittlere Wintertemperaturen hat. So trifft man z. B. zu Gospic (44 ½ ° N. Br., 570 m) in Kroatien, nahe der dalmatinischen Küste aber durch den Velebich davon getrennt, ein mittleres Jahresminimum der Temperatur von —20,4 °[1]), fast gleich jenem von Krakau, offenbar infolge des Stagnierens der kalten Winterluft im Becken der Lika. Unzweifelhaft kommen gleichfalls sehr niedrige Wintertemperaturen im ganzen Hinterland von Dalmatien vor[2]). Trotzdem sind an der Küste selbst die Minima sehr milde; Fiume: —4,4° (absolut —9,0 Jan. 1869), Lesina —1,6° (absolut —7,2), Ragusa —0,9° (absolut —6,0). Die Macht der Kälte wird durch das Herabsinken des kalten Luftstromes gebrochen. So schützt eine Gebirgskette in wirksamster Weise gegen Kälteinvasionen aus einem kalten Nachbargebiete und läßt schroffe Extreme nebeneinander bestehen.

Hat ein solches Gebirge Querspalten, Thäler, durch welche die kalte Luft abfließen kann, so wird die Gegend an der Mündung derselben lokal abnorm kalt sein. So schreibt Woeikof die außerordentlich niedrige Winter-

---

1) Im Januar 1893 sank die Temperatur sogar auf —30,1°.

2) Selbst noch zu Janina, 39,8° N., ist das mittlere Minimum —8,0° (Januar 1869 —17,8°).

temperatur von Wladiwostok (Januarmittel —15,2 unter 43° 9′) dem Umstande zu, daß hier die Paßhöhe, welche die kalte Luft aus dem Innern des Landes zu übersteigen hat, nur 180 m hoch ist. Oestlich davon wird das Gebirge höher und die Küste wieder wärmer. Dann folgt nördlich das breite Thor der Amurmündung und hier liegt Nikolajewsk mit einer Januartemperatur von —24,5°. Noch nördlicher trennt wieder das Gebirge das kalte Innenland von der Küste, und richtig hat Ajan, obgleich in 3° höherer Breite als Nikolajewsk, im Januar nur —20,1°[1]).

Im Sommer schützen umgekehrt Gebirgsketten das Innenland vor dem Einbrechen kalter Seewinde und gestatten die Entwickelung sehr hoher Sommertemperaturen in großer Küstennähe. Solche Fälle bieten sich in auffallender Weise dar in Nordwestamerika, wo das sommerkühle, regenreiche Küstengebiet von Britisch-Columbia durch das Gebirge von der nahen hohen Sommerwärme des Innern auf kurze Entfernung getrennt wird. Die Sommerisothermen drängen sich hier dicht aneinander und hohe Sommerwärme dringt im Schutz des Gebirges weit hinauf in nördliche Breiten vor. Desgleichen wird die kalte Luft des Ochotskischen Meeres durch den Gebirgssaum der Küste abgehalten, die hohe Sommerwärme von Ostsibirien zu erniedrigen, obgleich zu dieser Zeit die Winde landeinwärts wehen. Der Gegensatz der Witterung auf beiden Seiten des Aldangebirges im Sommer soll ein höchst auffallender sein (Erman, Middendorf). Auf der einen Seite kalte Nebel, die fast nie die Sonne durchblicken lassen, auf der anderen Seite ein heiteres, heißes Sommerwetter. Eine ähnliche Scheidewand in viel niedrigeren Breiten bildet die kalifornische Küstenkette zwischen dem feuchtkalten Sommer der Küste und dem heißen Sommer im breiten Thale des Sacramento- und Joaquinflusses. Es findet sich hier einer der größten Temperaturkontraste auf geringe Entfernungen hin. Unter 36½° Breite (Monterey) z. B. verläuft da an der Küste

[1]) Zeitschr. f. Meteorol. Bd. XIII, S. 210 fg.

die Juliisotherme von 16°, und kaum $3\frac{1}{2}$ Längegrade östlich davon hinter dem Küstengebirge finden wir die Isotherme von 34°, d. i. eine Wärmezunahme von nahe $5\frac{1}{2}°$ pro 1 Längegrad oder 6° auf 100 km.

In Schottland verdanken die Küsten des Moray Firth, Nairnshire, der südliche Hauptkörper von Sutherland, ihre günstigen klimatischen Verhältnisse dem Umstande, daß sie auf der Leeseite von ausgedehnten und ziemlich hohen Gebirgszügen liegen. Diese trocknen und wärmen die vorherrschenden Westwinde, d. h. sie machen sie in geringem Maße zu Föhnwinden. Die Atmosphäre ist auf der Ostseite dieser Gebirge viel trockener und sonniger. Daher reifen die Ernten unter 58° N. Br. in Sutherlandshire in dem Thal des Shin, die in Argylshire, 2° südlicher, niemals zur Reife kommen (Scott). Auch im nördlichen Schweden sind die Westwinde warm, trocken und heiter weil sie über die norwegischen Gebirge herüber kommen.

Auf der nördlichen Hemisphäre, wo die südlichen Winde die warmen Winde sind, werden die Nordseiten der Gebirgsketten einen extremeren Temperaturwechsel haben als die Südseiten. Die Südwinde sind auf der Nordseite wärmer, trockener und heiterer als auf der Südseite. Tritt dann ein Wetterumschlag ein, so setzen die kalten Nordwinde auf ersterer mit ungeschwächter Kraft ein, auf der Südseite kommen sie etwas erwärmt an, zudem sind sie hier trockener und heiterer. Der Temperaturumschlag ist deshalb auf der Nordseite größer als auf der Südseite.

Während der außergewöhnlich warmen Witterung im März 1896 und bei dem darauf folgenden Wettersturz waren z. B. die Temperaturverhältnisse in Wien und Graz die folgenden:

	Temperatur.			
	7^h a. m.	Mittl. Max.	Mittl. Min.	Mittel
21.—26. März heiteres Wetter bei Südwinden				
Wien (Nordseite)	6,0	19,9	5,3	12,6°
Graz (Südseite)	3,5	17,6	2,4	10,0
27. März bis 2. April Westwetter, trüb, kühl				
Wien (Nordseite)	3,1	10,0	2,7	6,3
Graz (Südseite)	4,1	12,2	2,4	7,3

In Graz war es unter der Herrschaft der Südwinde kühler, nach dem Wetterumschlag bei NW- und W-Winden wärmer als in Wien; der Unterschied der Tagesmittel, die Abkühlung, betrug in Wien 6,3°, in Graz nur 2,7°, die mittlere Abkühlung der Nachmittagstemperatur war in Wien 9,9°, in Graz[1]) nur 5,4°.

Aßmann hat schon folgende Sätze aufgestellt, die hierauf Bezug haben: Die Nordseiten der Gebirge erhalten durch das föhnartige Herabsinken der auf der Südseite abgetrockneten Luftmassen einen Wärmeüberschuß, geringere Bewölkung und vermehrte Insolation. Die Gebirge vergrößern die Wärmeschwankung in den leewärts gelegenen Niederungen beträchtlich und geben diesen hierdurch einen kontinentaleren Charakter. Die Luvseiten der Gebirge nebst ihrer benachbarten Vorlande haben ein limitierteres, die Leeseiten bis auf weite Entfernungen hin ein exzessiveres Klima[2]).

Klimaänderungen.

Große Klimaänderungen sind schon über die Erde hinweggegangen, dies wird bezeugt durch die geographische Verbreitung der fossilen Reste von Pflanzen und Tieren, sowie durch andere Dokumente der Erdgeschichte. Aber abgesehen von solchen weit zurückliegenden Phasen in der Entwickelungsgeschichte unseres Planeten gibt es Erscheinungen, die vor unseren Augen vor sich gehen und uns aufmerksam machen, daß die Verteilung der klimatischen Elemente nicht absolut konstant ist, sondern wenigstens gewissen Schwankungen um eine mittlere Lage wenn nicht sogar im gleichen Sinne fortschreitenden Aenderungen unterworfen ist.

[1]) Die Temperaturen von Graz sind auf die Seehöhe von Wien reduziert durch Addition von 0,7°.

[2]) Der Einfluß der Gebirge auf das Klima von Mitteldeutschland. Engelhorn, Stuttgart 1886, S. 57 u. 72.

Von den geologischen Zeugnissen einer Klimaänderung ist wohl das am eindringlichsten sprechende die fossile Flora der Tertiärzeit im höchsten Norden von Grönland, von Spitzbergen und Alaska, welche bezeugt, daß damals unter Breiten von 70—80° N. eine Vegetation heimisch war, die auf ein Klima hinweist, wie es sich gegenwärtig in Norditalien findet. Speziell die Lignitschichten von Discoveryhafen (Grinellland) 81° 44′ erzählen uns, daß die Waldvegetation dieser hohen Breite in der Tertiärzeit bestand aus: Taxodium (distichum), Pappeln, Ulmen, Linden, Fichte, Schneeball, Haselnuß, Weide und Birke. Daneben gab es Nymphäen und Schwertlilien etc. Aus der gegenwärtigen geographischen Verbreitung dieser Pflanzen darf man schließen, daß die mittlere Julitemperatur im nördlichsten Grönland damals 17—18° C. war (gegenwärtig 2—3°), die Januartemperatur wohl nicht unter —6° herabging (jetzt —35 bis —40°) und die Jahrestemperatur mindestens 5—6° betrug (jetzt —18 bis —20°). Die miocäne Flora von Spitzbergen (78° N.) weist auf eine Jahrestemperatur von circa 11° hin, jene der Discobucht (Grönland 70° N.) auf etwa 13°. Kurz man muß um 20—30° nach Süden gehen, um die wahrscheinlichen mittleren Temperaturverhältnisse von Grönland und Spitzbergen während der Tertiärzeit anzutreffen.

Ein Gegenstück dazu aus einer erdgeschichtlich viel späteren Zeit bildet die sogen. Eiszeit, während welcher Nordeuropa bis gegen 51° Breite herab unter einer Eisdecke begraben lag, Nordamerika sogar bis zum 40° Breite und die untere Schneegrenze in den Alpen um mindestens 1300 m tiefer herabreichte als gegenwärtig. Das Erzgebirge und das Riesengebirge sowie der Schwarzwald und die Vogesen trugen Gletscher. Die klimatische Firnlinie lag in diesen Gebirgen damals bei 1200 m.

Penck hat die Aufeinanderfolge dieser extremen Klimaschwankungen und deren Maß in Spanien spezieller dargelegt[1]). Zur Miocänzeit hatte Spanien klimatische

[1]) A. Penck, Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdk. zu

Verhältnisse, wie wir sie jetzt in Marocco antreffen, nicht bloß die Isothermen lagen damals um circa 12° nördlicher, sondern auch das gesamte Windsystem, die Nordgrenze des Passatgürtels muß gleicherweise nach Norden verschoben gewesen sein und eine Trockenperiode in Spanien erzeugt haben. Die Flora der Miocänzeit in Mitteleuropa (Oenningen) weist gleicherweise nach O. Heer auf eine mittlere Jahrestemperatur von etwa 18° hin. Hingegen lag zur Eiszeit die Schneegrenze im mittleren Spanien um mindestens 1000 m tiefer als jetzt, wie im deutschen Mittelgebirge, was auf eine Temperaturerniedrigung um 4½—5° schließen läßt. Die Verschiebung der Klimazonen um mehr als 20 Breitegrade in Spanien geht also mit jener in Mitteleuropa ganz parallel.

Aber noch gegenwärtig stoßen wir auf Zeugnisse für Klimaschwankungen, wenngleich geringeren Grades. Es sind dies die Schwankungen in der Erstreckung der Gletscher und in den Wasserspiegeln abgeschlossener Seen, der Binnenseen.

Wir leben gegenwärtig in einer Periode starken Rückzuges der Alpengletscher, die allerdings vielleicht schon zum Abschlusse gekommen ist, und nun wieder stellenweise einem Vorrücken Platz macht, welches zuletzt in den Jahren 1840—1850 ein Maximum erreicht hatte [1].

Die Seen Ostturkestans sind in raschem Austrocknen begriffen. Der Balkaschsee soll innerhalb 14—15 Jahren um 1 m sinken und der Alakul verwandelt sich mehr und mehr in ein Salzlager. Muschketoff gibt in seinem Werke über Turkestan viele Beweise für die fortschreitende Austrocknung und Aenderung der klimatischen Verhältnisse [2], ebenso K. N. Rossikoff für die Austrocknung der Seen auf der Nordseite des Kaukasus [3], viele

Berlin. Bd. XXIX, 1894, S. 109. Die Glazialgeologen sind gegenwärtig der Ansicht, daß die große Eiszeit nicht bloß aus einer einzigen Periode der Vergletscherung bestand, sondern aus einer Folge glazialer und interglazialer Zeiten, also einen oscillatorischen Charakter hatte.

[1] Wir haben auf S. 315 die Seehöhe der unteren Gletscherenden in den Oetzthaler Alpen zu 2100 m angegeben. Diese Zahl bezieht sich etwa auf das Jahr 1860. Um die Mitte der achtziger Jahre betrug dieselbe 2250 m, lag also 150 m höher.

[2] Nature Vol. 34 (1886), S. 119 u. 237.

[3] Nature Vol. 49 (1894), S. 515.

Steppenseen sind dort schon ganz verschwunden. Brückner hat eine gute Uebersicht gegeben über die Befunde zunehmender Trockenheit in Westsibirien [1]). Sieger hat eine allgemeine Zusammenstellung der Schwankungen im Wasserstande der Seen gegeben [2]).

Von hohem Interesse für die Konstatierung wiederholter Klimaänderungen ist das Ergebnis der Untersuchungen über die Geschichte der „fossilen" oder „erloschenen" großen Seen im Westen der Rocky Mountains, des Lake Bonneville, von dem der Salzsee von Utah ein letzter Ueberrest ist, und das Lake Lahontan im nordwestlichen Nevada, die der Quarternärzeit angehören.

Die sorgfältigen Untersuchungen von Gilbert [3]) führten zu dem Ergebnis, daß sich 5 Perioden konstatieren lassen. 1. Eine lange Periode trockenen Klimas und sehr geringen Wasserstandes, während welcher die Gehänge des Beckens in Schutt gehüllt wurden. 2. Eine Periode feuchten Klimas und hohen Wasserstandes, in welcher gelber Thon abgesetzt wurde und das Wasser bis zu 30 m unterhalb des tiefsten Passes der Umrandung stieg. 3. Eine Periode extremer Trockenheit, in welcher der See vollkommen verdunstete und eine Salzkruste sich bildete, so daß das Land damals noch öder war als die jetzige Wüste um den großen Salzsee. 4. Eine relativ kurze Periode, in welcher das Wasser noch höher stieg als in der 2. Periode und zwar bis zu einer Höhe von circa 300 m über den jetzigen Spiegel des Utahsees, so daß es im Norden einen Abfluß in den Columbia fand; endlich 5. die jetzige Periode verhältnismäßiger Trockenheit, in welcher der See von seiner früheren großen Ausdehnung von etwa 550 km Länge und 200 km Breite auf den Salzsee von Utah zusammenschrumpfte. Gilbert meint, daß die Perioden hohen Wasserstandes mit denen der Vergletscherung von Nordamerika zusammenfallen.

Zu gleichen Ergebnissen hat die Untersuchung des früheren großen Sees im Staate Nevada geführt [4]).

Nicht Hebungen oder Senkungen scheinen die Ursachen der Schwankungen in dem Wasserspiegel dieser Seen gewesen zu sein, sondern Aenderungen des Klimas. Das Verschwinden der Seen trat ein, wenn die Verdunstung die Wasserzufuhr überschritt, war

---

1) Gaea 1887, S. 187. S. a. Peterm. Geogr. Mitt. 1886, Litteraturber. 76 nach Jadrinzew u. Scottish Geogr. Mag. 1889, S. 327.

2) R. Sieger, Mitt. d. k. k. geogr. Gesellsch. 1888, S. 95, 159, 390, 418. Globus Bd. 62, S. 312, Bd. 65, S. 73. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin 1893, S. 478—481.

3) G. K. Gilbert, Contributions to the history of Lake Bonneville. Second Annual Report U. S. Geol. Survey. Powell 1882.

4) C. Russell, Sketch of the history of Lake Lahontan. Third. Ann. Report of the U. S. Geolog. Survey.

also ein Effekt abnormer Wärme, eine lange Andauer „sommerlicher Witterung". Die Seen füllten sich, wenn der Wassereinzug größer war als die Verdunstung, was mit einem Mangel an Wärme korrespondiert, mit Andauer winterlicher Witterungsverhältnisse. Es ist gerade nicht notwendig einen besonderen Exceß an Regenmenge anzunehmen, es genügt eine mäßige Feuchtigkeit bei niedriger Temperatur und dadurch verminderten Verdunstung um die Seebecken zu füllen.

Der See von Utah zeigt noch jetzt längere Perioden von hohem und niedrigem Wasserstand. Er stieg von 1847—54 um mehr als einen Meter, sank dann wieder um $1^1/_2$ m bis 1859 und 1860, 1861 begann er wieder zu steigen und erreichte 1868 einen $3^1/_2$ m höheren Wasserstand und stieg dann noch einige Centimeter bis 1873, wo er wieder zu fallen begann. Ein Obelisk aus Granit, den Prof. J. Henry 1874 am südlichen Ufer als Pegel hatte aufstellen lassen, war 1877 schon wieder so weit in den See hineingerückt, daß ein neuer Pegel weiter landeinwärts aufgestellt werden mußte [1]).

Man beachte auch Wm. M. Davis' Bemerkungen darüber in Topographical records of changing climates. American Met. Journ. Vol. XII, S. 378.

Erscheinungen dieser Art fordern dazu auf, den Ursachen nachzuspüren, welche bei diesen Klimaänderungen im Spiele gewesen sein mögen; sie regen ferner dazu an, die etwa noch jetzt vor sich gehenden Klimaänderungen und Klimaschwankungen zu konstatieren.

Die Klimaänderungen können entweder in gleichem Sinne fortschreitende, oder periodisch wiederkehrende, innerhalb gewisser Grenzen oscillierende, sein. Von ersterer Art würden jene sein, welche aus der fortschreitenden Abkühlung des Innern der Erde sich ergeben würden, aus dem allmählichen Schwinden des Einflusses der Eigenwärme der Erde auf die Verteilung der Klimate auf deren Oberfläche, oder auch jene, welche aus der Abkühlung der Sonne selbst, aus einer fortschreitenden Verminderung der Intensität der Strahlung derselben hervorgehen müßten. In Bezug auf die Ursache der periodisch wiederkehrenden Klimaänderungen aber werden wir zunächst die periodischen Aenderungen der Elemente der Erdbahn darauf hin zu untersuchen haben, ob die-

[1]) J. W. Powell, Report on the lands of arid region of the U. S. II. Ed. Washington 1879, Chapter IV.

selben im stande sind, die Erscheinungen, um die es sich handelt, zu erklären.

Es kann hier nicht unsere Aufgabe sein, näher darauf einzugehen, welchen Einfluß eine höhere Eigenwärme der Erde auf die Temperatur der Polargegenden oder auf eine gleichmäßigere Verteilung der terrestrischen Klimate gehabt haben mag. Man kann diesen Einfluß leicht überschätzen, wie Sartorius v. Waltershausen nachweist [1]).

Der Einfluß der Eigenwärme der Erde muß nach dem Erstarren der Erdrinde rasch sich verringert haben, wegen der schlechten Wärmeleitungsfähigkeit der festen Erdkruste, welche die Oberflächentemperatur bald von der hohen Wärme des Erdinnern unabhängig gemacht haben muß. Die klimatische Rolle aber, welche in dieser Uebergangsperiode die Ozeane und deren Strömungen gespielt haben mögen, ist nicht so leicht ganz auszudenken. Ein hoher Wasserdampfgehalt und vielleicht auch ein großer Kohlensäuregehalt der Erdatmosphäre kann damals die Aufspeicherung der Sonnenwärme an deren Grunde bedeutend gefördert und gleichzeitig die Abkühlung der hohen Breiten im Winter in hohem Maße vermindert haben. Das darf immerhin noch für eine längere Zeitperiode angenommen werden, in welcher die höhere Innentemperatur der festen Erdkruste direkt die Bodentemperatur nicht mehr erheblich beeinflußt hat.

Auch die Beziehungen zwischen einer Abnahme oder einer Veränderlichkeit der Intensität der Sonnenstrahlung und den Variationen der irdischen Klimate können hier nicht in Erörterung gezogen werden. Dieses Problem hat kürzlich Eug. Dubois in umsichtiger und eingehender Weise behandelt [2]), und A. Woeikof hat zu dessen Schrift einen lehrreichen Kommentar geliefert [3]). Auf diesen letzteren mag hier namentlich verwiesen werden. Soweit die Schlüsse über Klimaänderungen auf rein geologischen

---

[1]) Untersuchungen über die Klimate der Gegenwart und Vorwelt. Haarlem 1865.

[2]) Eugen Dubois, Die Klimate der geologischen Vergangenheit und ihre Beziehungen zur Entwickelungsgeschichte der Sonne. Spohr, Leipzig 1893. — The climates of the geological Past etc. London 1895.

[3]) A. Woeikof, Geologische Klimate. Peterm. Geogr. Mitt. 1895, S. 252.

Thatsachen und deren Erörterung beruhen, und diese letzteren zur Erklärung der früheren Klimate herbeigezogen werden müßten, müssen wir hier auf ihre Besprechung verzichten.

Wir wenden uns deshalb gleich den periodisch wirkenden kosmischen Ursachen terrestrischer Klimaschwankungen zu, soweit sich selbe in ihren Wirkungen auch dem Maße nach abschätzen lassen. Dieses letztere ist nicht der Fall mit der Annahme Dubois', daß die Sonne als Stern bereits gewisse Stadien durchlaufen hat, während welcher die Wärmemengen, welche sie der Erde zugesendet hat, verschieden waren. In dem ersten Stadium eines weißen Sterns war die Strahlung intensiver, die Erwärmung der Erde größer; mit dem Uebergang zum gelben Stadium fällt eine rasche Abnahme der Strahlung zusammen, eine Abkühlung der Erde, welche Dubois vom Anfange der Tertiärzeit bis zum Pleistocän reichen läßt. Während des gelben Stadiums nun treten Schwankungen in der Strahlung ein, der Stern erhält vorübergehend eine rötliche Farbe, die Strahlung nimmt ab. Diese Zeiten teilweiser Verdunklung der Sonne sollen nach Dubois die Glazialzeiten sein, die Rückkehr der Sonne zu ihrem gelben Lichte entspricht den längeren Interglazialzeiten, in deren einer wir leben. Diese Annahmen widersprechen nicht unseren gegenwärtigen astro-physikalischen Kenntnissen, es ist aber unmöglich, zu bestimmteren Vorstellungen von dem Einflusse dieser hypothetischen Variationen in der Strahlung der Sonne auf die irdischen Klimate zu gelangen. Soviel dürfte wohl sicher sein, daß in Bezug auf die Erklärung der „geologischen Klimate" mit der Sonne nicht als mit einer konstanten Wärmequelle unbedingt gerechnet werden kann. Deshalb haben auch Betrachtungen, wie die von E. Dubois, ihre volle Berechtigung.

Wir wollen nun mit der Sonne als mit einer konstanten Wärmequelle rechnen und zusehen, welche Variationen in der Wärmemenge, welche die Erde von derselben erhält, durch die periodischen Veränderungen in den Bahnelementen der letzteren hervorgebracht werden.

Die aus dieser Ursache sich ergebenden Klimaänderungen lassen sich genauer abschätzen. Die Variationen der Strahlung lassen sich sogar genau berechnen, wogegen die Wirkung dieser Variationen auf die Aenderung der Klimate ein viel komplizierteres Problem ist, als man sich zumeist vorstellt.

Von den periodischen Veränderungen der Bahnelemente der Erde kommen in Betracht: die Aenderung in der Schiefe der Ekliptik, die Oscillationen in der Größe der Excentrizität der Erdbahn und die aus der Präcession der Nachtgleichen resultierende ungleiche Länge der Jahreszeiten, welche bald für die eine, bald für die andere Hemisphäre ein kürzeres Sommerhalbjahr und längeres Winterhalbjahr zur Folge hat.

A. Die Aenderungen in der Schiefe der Ekliptik können nach Laplace im Maximum 1° 22,5′ zu beiden Seiten des Wertes von 23° 28′ betragen, die Schiefe der Ekliptik kann deshalb die extremen Werte von 22° 6′ und 24° 50′ erreichen. Einer Zunahme der Schiefe der Ekliptik entspricht eine Abnahme der Wärmesumme, die der Aequator erhält und eine Zunahme der Wärme an den Polen; also eine größere Ausgleichung in der Wärmeverteilung auf der Erde. Das Umgekehrte gilt für eine Abnahme der Schiefe der Ekliptik.

Meech hat für das Jahr 10000 vor 1800, wo die Schiefe der Ekliptik nahe einem Maximum war, und 24° 43′ betrug, die Wärmemengen für jeden 10. Breitegrad berechnet, und zwar mit der damaligen etwas größeren Excentrizität (0,0187, jetzt nur 0,0168), was aber hier nicht in Betracht kommt. Er findet die Aenderung in der Erwärmung der verschiedenen Breitegrade gegen 1850 in Thermaltagen[1]).

Aenderung in der Erwärmung der Erde bei einem Maximum der Schiefe der Ekliptik. Thermaltage

Aeq.	10	20	30	40	50	60	70	80	Pol
—1,7	—1,6	—1,3	—1,0	—0,2	0,7	2,1	5,5	7,2	7,6

Der Pol gewinnt 7,6 Wärmetage, d. i. 5 % seiner

1) Vergl. S. 103. Einheit ein mittlerer Tag am Aequator, der 365¼ solcher Einheiten im Jahr erhält, der Pol erhält jetzt deren 151,6.

jetzigen Bestrahlung, der Aequator verliert kaum 0,5 %, die mittleren Breiten bleiben ungeändert. Der Unterschied der extremen Jahreszeiten wird etwas verschärft.

Die Aenderungen in der Schiefe der Ekliptik können, wie man sieht, keine erheblichen Klimaänderungen hervorrufen.

B. Die Excentrizität der Erdbahn kann zwischen den Grenzen 0,0777 und nahe Null schwanken. Die Wärmemenge, welche die ganze Erde von der Sonne erhält, nimmt etwas zu, wenn die Excentrizität größer wird und zwar im verkehrten Verhältnis zu $\sqrt{1-\varepsilon^2}$, wenn mit ε die Excentrizität bezeichnet wird [1]). Setzen wir die jetzige Wärmemenge (bei der Excentrizität 0,0168) gleich Eins, so wird die Erde beim Maximum der Excentrizität eine Wärmemenge gleich 1,0030 von der Sonne erhalten, d. i. 0,3 % mehr. Der Unterschied ist also unbedeutend. Bedeutend ist dagegen der Einfluß, welchen eine große Excentrizität auf die Unterschiede in der Intensität der Sonnenstrahlung im Perihel und im Aphel ausübt, wie schon S. 98 (Anmerkung) gezeigt wurde. Während jetzt die Intensität im Perihel bloß um 1/15 größer ist als im Aphel, steigt dieser Unterschied beim Maximum der Excentrizität auf nahe 1/3. Für jene Hemisphäre, deren Winter dann in die Perihelstellung der Erde fällt, wird der Unterschied der Jahreszeiten erheblich verringert, weil durch die große Sonnennähe die geringe Höhe der Sonne über den Horizont zum Teil kompensiert wird. Im Sommer dagegen ist trotz der großen Sonnenhöhe die Strahlung vermindert, weil die Sonne viel weiter entfernt ist.

Für die andere Hemisphäre, deren Winter in das Aphelium fällt, wird der Unterschied der Jahreszeiten in gleicher Weise verstärkt. Man muß sich aber doch vor einer Ueberschätzung dieses Einflusses hüten, die nahe liegt. Bei der extremsten Excentrizität würde die

---

1) Die Wärmemenge, welche die Erde im Laufe des Jahres von der Sonne erhält, ist, wenn T die Umlaufzeit, a die halbe große Achse und C eine Konstante bezeichnen, $CT : a^2\sqrt{1-\varepsilon^2}$. Die Umlaufzeit, sowie die halbe große Achse bleiben konstant, die Wärmemenge kann also nur mit ε variieren.

(Langleysche) Solarkonstante im Perihel 3,53 und im Aphel 2,47, im Mittel während der extremen Jahreszeiten etwa 3,26 und 2,73 sein. Der 50. Breitegrad (N) erhält gegenwärtig nach Angot (Transmissionskoeffizient 0,7) im Winterhalbjahr 22,9 und im Sommerhalbjahr 95,6 Wärmetage [1]) (Unterschied 72,7). Bei extremster Excentrizität, wenn zugleich die nördliche Hemisphäre wie jetzt ihren Winter im Perihel haben würde, wären diese Wärmemengen 24,9 und 87,0 (Unterschied 62,1), das Winterhalbjahr gewinnt 2 Wärmetage, das Sommerhalbjahr verliert dann 8,6. Für den 50. Breitegrad der südlichen Halbkugel würde sich das Verhältnis gleichzeitig so stellen: Sommerhalbjahr 103,9 Wärmetage, Winterhalbjahr 20,8, Unterschied 83,1 Wärmetage; dieser Unterschied wäre also um $^1/_3$ größer als jener auf der nördlichen Halbkugel. Der Winter der südlichen Halbkugel bekäme um 4 Wärmetage (also circa 2 %) weniger als gleichzeitig jener der nördlichen Halbkugel; der Sommer dagegen um 16,9 Tage mehr, d. i. auch nahe 2 % der jetzigen Wärmemenge.

Jene Hemisphäre, deren Winter in das Perihelium der Erdbahn fällt, hat also ein gemäßigtes solares Klima, eine kleinere Jahresschwankung der Wärme, die andere hat gleichzeitig ein excessives solares Klima mit einer großen Jahresschwankung. Bei der gegenwärtigen Excentrizität der Erdbahn (rund $^1/_{60}$) ist, wie wir früher S. 202 gesehen haben, die ungleiche Verteilung von Wasser und Land auf den beiden Halbkugeln von so großem Einfluß auf die Klimate, daß diese theoretischen Verhältnisse nicht nur nicht zur Erscheinung kommen, sondern daß das reale Klima geradezu im Gegensatz zum solaren Klima steht. Die nördliche (Land-)Hemisphäre, deren Winter mit dem Perihelium zusammenfällt, hat ein sehr excessives, die südliche (Wasser-) Hemisphäre hat ein sehr gemäßigtes Klima. Daraus darf man wohl mit vollem Rechte schließen, daß selbst eine extreme Excentrizität der Erdbahn die jetzt bestehenden klimatischen Unterschiede der

[1]) S. S. 126.

beiden Hemisphären nicht ganz aufzuheben im stande sein dürfte, sondern dieselben in dem einen Falle (Winter der nördlichen Halbkugel wie jetzt im Perihelium) bloß abschwächen. in dem andern verschärfen würde. Die ungleiche Verteilung von Wasser und Land auf den beiden Hemisphären ist der mächtigste klimatische Faktor.

C. Eine große Excentrizität der Erdbahn hat aber noch eine andere bedeutsame Konsequenz, sie kann große Unterschiede zwischen der Dauer des Winterhalbjahres und des Sommerhalbjahres bewirken. Unter Winterhalbjahr oder kurz Winter verstehen wir jene Zeit, während welcher für die in Rede stehende Hemisphäre die Sonne unter dem Himmelsäquator bleibt (die Deklination der Sonne negativ ist); unter Sommer die Zeit, während welcher die Sonne über dem Himmelsäquator steht, das sind also die Zeiten zwischen den Aequinoktien.

Nur wenn der Frühlingspunkt mit dem Perihel oder Aphel zusammenfällt, ist bei einer excentrischen Bahn die Länge der extremen Jahreszeiten die gleiche, Sommer und Winter währen genau je ein halbes Jahr. Wenn dies nicht der Fall ist, sind die Jahreszeiten ungleich, die Ungleichheit ist am größten, wenn die Excentrizität im Maximum ist und gleichzeitig die Linie, welche den Frühlings- und Herbstpunkt in der excentrischen Erdbahn verbindet, auf der Apsidenlinie (welche Perihel und Aphel verbindet) senkrecht steht. Erstere Linie teilt dann die Erdbahn in zwei ungleich lange Strecken, eine kürzere Strecke, welche das Perihel enthält, in welcher zudem wegen der Sonnennähe die tägliche Bewegung der Erde größer ist, und eine längere Strecke, welche das Aphel enthält und welche von der Erde mit verzögerter Geschwindigkeit durchlaufen wird. Daraus ergibt sich, daß die Strecke vom Frühlingspunkt zum Herbstpunkt (Sommer) nicht in der gleichen Zeit zurückgelegt werden kann als jene vom Herbst- zum Frühlingspunkt (Winter). Hat eine Hemisphäre (wie jetzt die nördliche) ihren Winter im Perihelium, so ist der Winter kürzer als der Sommer, auf der anderen Hemisphäre ist gleichzeitig das umgekehrte der Fall. Der Unterschied der Dauer

der Jahreszeiten in Tagen ist bei einer gegebenen Excentrizität ε gleich $465 \times \varepsilon$. Gegenwärtig, wo $\varepsilon = 0{,}0168$, ist der Unterschied 7,8 Tage, um so viel Tage verweilt die Sonne länger nördlich vom Aequator als südlich davon. Bei der größten Excentrizität nach Laplace kann der Unterschied gleich 36,1 Tage werden, also auf mehr als einen Monat anwachsen; nimmt man nach Lagrange, Leverrier und Stockwell als Maximum bloß 0,0745, so wird der extreme Unterschied der Jahreszeiten auch noch 34,6 Tage.

Die fortschreitende Aenderung in der Lage der Nachtgleichepunkte beträgt 50,26 Sekunden jährlich, in einer Zeit von circa 25800 Jahren würde daher der Frühlingspunkt einen vollen Umkreis zurückgelegt haben. Da aber zugleich die große Achse der Erdbahn auch eine fortschreitende Bewegung hat und zwar in entgegengesetzter Richtung, so gelangt der Frühlingspunkt schon früher und zwar in rund 21000 Jahren in seine frühere Lage zurück. Dies ist also die ganze Dauer der Periode, um welche es sich hier handelt. Fällt der Frühlingspunkt in einer bestimmten Epoche mit dem Perihel oder Aphel zusammen, so ist der Unterschied der Jahreszeiten Null, er wächst dann rund durch 5000 Jahre, bis er ein Maximum erreicht, um dann wieder in den nächsten 5000 Jahren abzunehmen.

Während circa 10000 Jahren hat also die eine Hemisphäre den langen Winter und den kurzen Sommer, während der nächsten 10000 Jahre tritt dies für die andere Hemisphäre ein.

Da die Zeiten, während welcher die Excentrizität der Erdbahn bei einem maximalen Wert sich hält, sehr viel länger sind, als diese Periode, so treten immer während einer Periode großer Excentrizität diese Ungleichheiten in der Dauer der Jahreszeiten mehrmals ein und treffen die beiden Hemisphären im entgegengesetzten Sinne[1]).

Auf diese periodisch wiederkehrenden, zeitweilig bis

---

[1]) In Bezug auf eine eingehendere Erörterung dieser Verhältnisse muß auf die Lehrbücher der Astronomie verwiesen werden; auch meine „Allg. Erdkunde“ V. Aufl., S. 9, 32 u. 148 kann nachgesehen werden.

zu einem hohen Betrage anwachsenden Unterschiede in der Dauer des Sommer- und Winterhalbjahrs sind verschiedene Theorieen über große Klimawechsel, welche die beiden Hemisphären stets im entgegengesetzten Sinne treffen, gegründet worden.

Die erste derselben ist die des französischen Mathematikers Adhémar[1]). Nach seiner Theorie häufen sich auf jener Hemisphäre, welche den langen Winter hat, die Eismassen um deren Pol derart an, daß der Erdschwerpunkt etwas gegen diese Hemisphäre hin verschoben wird. Dies bewirkt eine teilweise Versetzung der Wassermassen der Ozeane und eine Ueberflutung dieser Halbkugel, welche dann die Abkühlung noch weiter steigert. Die südliche Hemisphäre, welche gegenwärtig den längeren Winter hat, demonstriert uns (scheinbar) diese Konsequenzen. Sie zeigt uns die Ueberflutung des Landes in der eigentümlichen Gestalt der südlichen Teile der Kontinente und in der ungeheuren Ausdehnung des Ozeans in den mittleren und höheren Breiten, sowie auch das weite Vordringen der unteren Schnee- und Gletschergrenzen.

Die Theorie von Adhémar hat durch ihre bestechende Form viele Anhänger gefunden und ist unter anderer Einkleidung auch später noch mehrmals wieder aufgefrischt worden. Der Nachweis aber dafür, daß in jener Hemisphäre, welche den längeren Winter hat, in der That solche Eismassen sich anhäufen können, daß sie den Erdschwerpunkt so weit verlagern, daß eine teilweise Umsetzung der Wasserhülle der Erdoberfläche auf jene Hemisphäre hinüber eintreten muß, ist bisher nicht erbracht worden; im Gegenteil hat man die Möglichkeit einer für die Adhémarsche Theorie genügenden Verlagerung des Erdschwerpunktes durch polare Eisanhäufungen zurückgewiesen.

J. N. Schmick hat die periodischen Wasserversetzungen, die er gleichwie Adhémar annimmt, auf eine andere Ursache zurückzuführen gesucht, die scheinbar

---

1) Adhémar, Les révolutions de la mer, déluges périodiques. Paris 1842.

einer mathematisch-physikalischen Demonstration sich zugänglicher erweist. Gegenwärtig hat die südliche Hemisphäre ihren Sommer im Perihel und der der Sonne nächste Punkt der Erdoberfläche liegt deshalb auf der südlichen Hemisphäre. Dadurch wird die Sonnenflut auf derselben verstärkt und zwar, wie Schmick berechnet, um 4 cm. Es werden infolge dessen täglich große Wassermengen auf die südliche Halbkugel hinübergeführt. Dieselben können nicht mehr abfließen, weil dann, wenn diese Wirkung im Aphel aufhört, die Anziehungskraft der Sonne kleiner ist (!). Dazu kommt, daß sich durch den Uebertritt größerer Wassermengen auf die südliche Halbkugel der Schwerpunkt der Erde gegen diese hin etwas verschiebt, was eine teilweise Ueberflutung derselben zur Folge hat. Damit geht dann parallel eine größere Abkühlung dieser Halbkugel, es wird mehr Wasser in Eis verwandelt, das nun auf derselben festgehalten wird etc. Jene Hemisphäre, welche den Sommer im Perihelium hat, erleidet diese Ueberflutungen und Abkühlungen. Die Lehre von Schmick hat wegen ihrer auf einer scheinbar richtigen physikalischen Fluttheorie beruhenden Basis eine Zeit lang bei angesehenen Gelehrten und Naturforschern Anerkennung und Zustimmung gefunden. Die gründlichste Widerlegung der Schmickschen Ansichten über die Möglichkeit einer derartigen Wasserversetzung durch die Sonnenflut hat Zöppritz geliefert [1]).

Von weit größerer Bedeutung, von anhaltenderer und viel tiefer gehender Wirkung ist die von James Croll aufgestellte Theorie der großen periodischen Klimaschwankungen geworden. Auch Crolls Theorie knüpft an die ungleiche Dauer der Jahreszeiten bei großer Excentrizitätder Erdbahn an, er baut dieselbe aber in sehr geschickter und scharfsinniger Weise auf rein klimatologischer Grundlage auf, wobei

---

1) Schmick, Die Umsetzungen der Meere und die Eiszeiten der Halbkugeln der Erde, ihre Ursachen und Perioden. Köln 1869. Die neue Theorie periodischer säkulärer Schwankungen des Seespiegels und gleichzeitiger Verschiebung der Wärmezonen auf der Nord- und Südhalbkugel. Münster 1872. Das Flutphänomen etc. Leipzig 1874 u. 1876. Die Aralo-Kaspi-Niederung und ihre Befunde im Lichte der Lehre von den säkulären Schwankungen des Seespiegels und der Wärmezonen. Leipzig 1874. Zöppritz, Kritik dieser Schriften in den Göttinger Gelehrten Anzeigen 1878, S. 868.

er namentlich den großen Einfluß der warmen Meeresströmungen auf die Milderung des Klimas der höheren Breiten zu Gunsten seiner Lehre in wirksamer Weise zu verwerten verstanden hat. Dabei kam er in die Lage, die „Windtheorie" der Meeresströmungen lebhaft verteidigen zu müssen, die damals noch vielfach bestritten wurde. Crolls Theorie wird deshalb auch dann noch einen ehrenvollen Platz in der Geschichte unserer Wissenschaft einnehmen, wenn sie der Hauptsache nach ihren letzten Anhänger verloren haben wird. Man wird nicht vergessen dürfen, welche vortrefflichen Dienste sie der Klimalehre geleistet hat, durch Aufstellung neuer Gesichtspunkte, scharfe Hervorhebung früher mehr übersehener klimatischer Faktoren, sowie namentlich durch die lehrreichen Diskussionen, zu welchen der Streit um dieselbe Veranlassung gegeben hat. Noch zählt aber die Theorie von James Croll hervorragende Naturforscher zu ihren Anhängern, natürlich vornehmlich in England [1]. Aus allen diesen Gründen müssen wir uns mit derselben etwas eingehender beschäftigen [2].

Die Lehre von J. Croll ist, zumeist mit seinen eigenen Worten dargelegt, kurz gefasst folgende [3]:

Wenn der Winter im Aphelium eintritt während einer Periode sehr großer Excentrizität der Erdbahn, dann ist er sehr viel länger und kälter als jetzt. Schnee fällt dann in den gemäßigten Zonen auch in jenen Breiten, wo jetzt nur Regen fällt, und wenn auch der Schneefall nicht besonders groß ist, so wird die Schneedecke doch bleiben und nicht schmelzen, weil die Temperatur tief unter dem Gefrierpunkt bleibt. Wenn dann der Frühling und der Sommer herannahen, so wird die steigende Temperatur durch die

---

1) Alfred R. Wallace, Island Life. London 1880. Der Autor ist ein eifriger Verteidiger einer etwas modifizierten Crollschen Theorie. James Geikie, The great Ice Age. III. Ed., 1894. Der Autor ist noch jetzt der Ansicht, daß in der Crollschen Theorie die wahrscheinlichste Erklärung der Eiszeiten enthalten ist.

2) James Croll hat seine Theorie zuerst in zahlreichen Abhandlungen im Philosophical und im Geological Magazine veröffentlicht, die erste unter dem Titel: On the physical cause of the change of climate during geological epochs. Philosoph. Mag. XXVIII. 1864. Diese Abhandlungen sind später in Buchform gesammelt erschienen unter dem Titel: Climate and time in their geological relations, a theory of secular changes of the earth's climate London 1875. Ferner in: Discussions on climate and cosmology. London 1889.

3) Man bekommt durch diese Citate zugleich eine Vorstellung der Crollschen Schlußweise, die oft recht unbestimmt und deshalb nicht so leicht zu widerlegen ist.

größere Verdunstung auf den Meeren zuerst den Schneefall auf dem Lande noch steigern. Wenn aber auch später der Schnee zu schmelzen beginnt, so wird es doch lange dauern, bis das niedrige Land schneefrei wird, und auf nicht sehr hohen Bergen wird der Schnee liegen bleiben, und bald im Herbste beginnt der Schneefall von neuem. Das nächste Jahr bringt eine Wiederholung dieses Vorganges mit dem Unterschiede, daß nun die Schneelinie schon zu einem niedrigeren Niveau herabsteigt, wie im Vorjahr. Jahr auf Jahr wird so die Schneegrenze herabsteigen, bis endlich alles höhere Land dauernd mit Schnee bedeckt bleibt. Die Thäler füllen sich dann mit Gletschern und etwa die Hälfte von Schottland, ein großer Teil von England und Wales, nahezu ganz Norwegen wird mit Eis und Schnee bedeckt sein. Damit kommt nun ein neuer und mächtiger Faktor zur Geltung, der die Vergletscherung stark beschleunigt: die Wirkung einer Schneedecke auf das Klima. Die ausgedehnten Schnee- und Eisflächen werden den von den Winden herbeigeführten Wasserdampf in Schnee verwandeln. Sie werden auch während des Sommers die Luft abkühlen, dichte anhaltende Nebel erzeugen, welche die Sonnenstrahlen abhalten und zu klimatischen Verhältnissen führen, wie sie jetzt z. B. in Südgeorgien vorwalten. Das Schmelzen des Schnees wird dadurch stark verzögert.

Es ist ein Irrtum, wenn man annimmt, daß die Sommer im Perihelium der Glazialperiode heiß sein müssen. Kein mit Schnee und Eis bedeckter Kontinent kann einen heißen Sommer haben, wie die gegenwärtigen Verhältnisse von Grönland zeigen. „Selbst Indien würde, wenn mit einer Eisschichte bedeckt, einen Sommer haben, kälter als jetzt der von England.“ Dazu kommt noch ein Umstand von äußerster Wichtigkeit, d. i. die gegenseitige Reaktion der physikalischen Verhältnisse. Die große Excentrizität bedingt lange und kalte Winter in der einen Hemisphäre. Die Kälte bedingt ausgebreiteteren Schneefall, die Schneedecke steigert wieder die Kälte, sie kühlt die Luft ab und führt zu weiteren Schneefällen. Damit kommt ein dritter Faktor ins Spiel: die Wolken- und Nebelbildung, welche die Sonnenstrahlen abhält, die Kraft der Sonne schwächt und die Anhäufung von Schnee vermehrt. So steigert die Kälte den Schneefall und dieser wieder die Kälte, die Wirkung verstärkt wieder die Ursache.

Während sich derart Schnee und Eis auf der einen Hemisphäre anhäufen, vermindern sie sich auf der anderen. Dies verstärkt die Passatwinde auf der kalten Hemisphäre und schwächt sie auf der wärmeren. Die Wirkung wird sein, daß das warme Wasser der Tropenmeere mehr und mehr in die mittleren Breiten der warmen Hemisphäre hinübergetrieben wird. Wäre z. B. die nördliche Hemisphäre die kalte Hemisphäre mit dem langen Winter im Aphelium, so würde der Golfstrom auf diese Weise mehr und mehr an Volumen abnehmen, während die warmen Meeresströmungen der südlichen Hemisphäre gleichzeitig an Stärke gewinnen würden. Diese Abkehrung der Wärmequellen für die

höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre wird wieder die Anhäufung von Schnee und Eis auf derselben begünstigen, und damit werden die warmen Meeresströmungen noch weiter abgeschwächt [1]). So verstärken sich diese beiden Wirkungen gegenseitig.

Der gleiche Prozeß einer gegenseitigen Aktion und Reaktion tritt auch in Wirkung auf der warmen Hemisphäre, nur in gerade entgegengesetzter Richtung. In dieser wirkt alles zusammen, die mittlere Temperatur zu erhöhen und die Quantität von Schnee und Eis in der gemäßigten und kalten Zone zu verringern. Alle diese Kräfte werden aber in Aktion gesetzt durch eine große Excentrizität der Erdbahn bei gleichzeitiger extremer Perihelstellung.

Dies ist im wesentlichen die Crollsche Theorie der Eiszeiten. Die Interglazialzeiten entsprechen den Perioden, während welcher eine Hemisphäre den Winter im Perihel und damit den langen Sommer hat. Die Perioden gleicher Dauer von Sommer und Winter auf beiden Halbkugeln sind Uebergangszeiten.

Gegen die Theorie von Croll läßt sich zunächst einwenden, daß die bekannten gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse der beiden Halbkugeln entschieden dagegen sprechen, eine so enorme Verschlechterung des Klimas auf jener Hemisphäre anzunehmen, welche den (langen) Winter im Aphelium hat. Jetzt beträgt der Unterschied in der Dauer der extremen Jahreszeiten 8 Tage, und wir bemerken nicht nur keinen Effekt derselben, sondern sehen umgekehrt, daß der längere Winter der südlichen Halbkugel milder ist als jener der nördlichen und daß die Aequatorialgrenze des Winterschneefalls dort durchschnittlich in höheren Breiten sich hält, als auf der nördlichen Halb-

---

[1]) Dies ist ein Hauptargument der Crollschen Theorie. Der Autor hat in mehreren Abhandlungen die außerordentliche Wichtigkeit des Golfstroms und der warmen Meeresströmungen überhaupt für die Milderung der Temperatur der höheren Breiten nachzuweisen gesucht. Die große Mächtigkeit der nordhemisphärischen Warmwasserströme ist aber bedingt durch das Uebergreifen des SE-Passates auf die nördliche Hemisphäre, wodurch das warme Oberflächenwasser der ganzen Aequatorialzone auf die nördliche Hemisphäre hinübergetrieben wird und zur Speisung dieser Ströme dient. Dieses Uebergreifen des SE-Passates ist aber eine Folge der niedrigen Temperatur der südlichen Halbkugel und diese wieder des längeren Winters derselben. Kehrt sich dieses letztere Verhältnis zu Ungunsten der nördlichen Hemisphäre um, so wird der NE-Passat die Rolle spielen, die jetzt dem SE-Passat zukommt, er wird in die südliche Hemisphäre hinüberwehen und das warme Wasser der nördlichen Halbkugel auf die südliche hinüberschaffen, wodurch die im Text erwähnte Abkehrung der jetzigen warmen Strömungen hervorgerufen und eine bedeutende Verschlechterung des Klimas der höheren Breiten bedingt werden wird.

kugel. Es ist im höchsten Grade unwahrscheinlich, daß sich die Verhältnisse so gewaltig ändern sollten, auch wenn der Unterschied in der Dauer der Jahreszeiten 4mal größer geworden ist, und daß ein ganz entgegengesetzter und so extremer Zustand eintreten könnte, wie die Crollsche Theorie ihn verlangt.

Auch die Wirkung des kurzen aber heißen Sommers auf die supponierten Schneeanhäufungen darf man nicht so geringschätzig behandeln, wie dies Croll thut. Eine indische Sonne, welche im Jahre eine Eisschichte von 50 bis 60 m oder täglich 17 cm Dicke zu schmelzen vermag, würde mit einer Schneedecke rasch aufräumen, die ja nicht über Nacht zu solcher Mächtigkeit anwachsen könnte.

Das größte Gewicht legt Croll auf die Ablenkung der warmen Meeresströmungen, welche bei großer Excentrizität der Erdbahn in jener Hemisphäre eintreten soll, welche den langen, strengen Winter hat. Dieses Postulat steht auf sehr schwachen Füßen. J. Ball bemerkt dazu, daß wir im Beispiele der südlichen Hemisphäre mit ihrem milden Winter und geringen Temperaturunterschied zwischen der Cirkumpolarregion und dem Aequator ganz deutlich sehen, daß die Strenge der Passatwinde und ihr Uebergreifen in die andere Hemisphäre durchaus nicht von einer niedrigen Temperatur und von einem strengen Winter abhängig sein kann, daß demnach Croll kein Recht hat, auf einer kalten Hemisphäre mit strengen Wintern eine besonders kräftige Passatdrift anzunehmen, welche das wärmere Wasser auf die andere Halbkugel hinübertreibt[1]). Mit Recht sagt ferner Woeikof: Nicht der Umstand ist es, daß die südliche Halbkugel jetzt ihren (längeren) Winter im Aphelium hat, welcher bewirkt, daß der SE-Passat derselben auf die nördliche Halbkugel übergreift, die Ursache davon liegt in der weit größeren Ausdehnung der südlichen Ozeane. Dies verleiht den Passaten dort eine größere Kraft und Stetigkeit. Landflächen, selbst Inselgruppen stören die Entwickelung des Passates, sie erzeugen Monsune, Land-

[1]) John Ball, Notes of a Naturalist in South America. Appendix B. Remarks on Mr. Croll's Theory etc. S. 393—406. London 1887.

und Seewinde und schwächen die Stetigkeit der Passatdrift. Wenn einmal die nördliche Hemisphäre den längeren Winter hat, so ist damit keineswegs die Konsequenz gegeben, daß dann der NE-Passat so viel kräftiger und auf die südliche Halbkugel hinübergreifen würde. Daß gegenwärtig so viel warmes Wasser auf die nördliche Hemisphäre hinübergetrieben wird, daran ist zum großen Teil auch die Formation des Landes in den Tropen schuld, namentlich die Küstengestaltung von Südamerika, nördlich vom Kap St. Roque. Die Lage des Kalmengürtels zwischen den beiden Passaten hängt nicht von der Strenge des Winters der höheren Breiten ab, sie wird durch die allgemeine Wärmeverteilung in den niedrigeren Breiten bedingt, also von der Lage des Wärmeäquators. Wir sehen, daß trotz des strengen Winters der nördlichen Hemisphäre der Wärmeäquator und der Kalmengürtel nicht auf die südliche Hemisphäre hinüberwandern. Die Lage derselben dürfte, solange keine Aenderung in der Verteilung von Wasser und Land eintritt, ziemlich dieselbe bleiben. Die größere Wärme der Ozeane auf der nördlichen Halbkugel ist nicht allein in dem Uebergreifen des südlichen Passates und seiner warmen Drift begründet. Die seichteren und mehr eingeschlossenen Meere der nördlichen Hemisphäre erwärmen sich stärker; zugleich ist ein Zutritt kalten polaren Wassers und mächtiger Eisdriften, wie im Süden, durch die Landverteilung um den Nordpol fast ausgeschlossen. Die Abkühlung der Meere durch das Schmelzwasser des Polareises etc. ist deshalb in den nördlichen Ozeanen eine geringe, sehr groß aber auf der südlichen Halbkugel. Daran würde ein langer Aphelwinter auf der nördlichen Halbkugel wenig ändern. Die Ablenkung des Golfstromes und der warmen Meeresströmungen überhaupt infolge strengerer Winter muß nach allem diesem als eine höchst unwahrscheinliche Hypothese erscheinen.

Mit Recht macht Howorth auch darauf aufmerksam, daß die Drift des warmen Wassers in die höheren Breiten hinauf von den sogen. Antipassaten besorgt wird. Diese sind aber um so kräftiger, je größer der Temperatur-

gegensatz zwischen Pol und Aequator ist, sie würden also kräftiger wirken in jener Hemisphäre, die den kalten Winter hat.

Davis macht auf eine andere Konsequenz eines strengeren Winters und damit eines größeren Temperaturgradienten aufmerksam. Die stärkere außertropische Luftzirkulation dürfte bewirken, daß die Winterregen der Subtropenzone weiter zurück in die Passatregion eingreifen, und daß wahrscheinlich auch die Winterniederschläge auf den Kontinenten reichlicher würden.

Was nun schließlich das Gletscherphänomen selbst anbelangt, so wird es jetzt als eine ausgemachte Thatsache angesehen, daß dasselbe nicht von einem strengen langen Winter abhängt, sondern daß im Gegenteil ein solcher der Bildung großer Gletscher ungünstig ist, wie wir dies in den Gebieten strenger Winterkälte im Innern der nördlichen Kontinente, namentlich in Sibirien beobachten können. Sehr lehrreich ist das Beispiel, das die Küste und das Innere von Alaska dafür liefern, auf das wir S. 315 hingewiesen haben. Nicht ein strenger Winter, sondern ein kühler Sommer begünstigt das tiefe Herabgehen der Gletscherströme. Nicht die extreme Hemisphäre mit dem kalten Aphelwinter und dem heißen Perihelsommer bietet die günstigsten klimatischen Bedingungen für eine große Ausdehnung der Gletscher, sondern die gemäßigte Hemisphäre mit einem geringen Unterschied zwischen Winter und Sommer, wie wir dies ja ganz deutlich auf der südlichen Hemisphäre wahrnehmen und ebenso an den Gletschern der Westküsten von Nordamerika und Nordeuropa. Die Gletscher gehen um so tiefer herab, greifen in die Gebiete um so höherer Jahresisothermen ein, je kleiner die Jahresschwankung der Temperatur ist. Diese Erfahrungen sprechen also ganz gegen Croll, welcher auf der Hemisphäre mit strengem Winter und heißem Sommer den Gletschern die größte Ausbreitung zugestehen will.

Die Gletscher sind ein Phänomen, das auf gebirgige Küsten und Inseln angewiesen ist; im Innern größerer Ländermassen finden sie nicht die geeigneten klimatischen Bedingungen. Der Winter ist dort (in den höheren

Breiten) zu kalt und niederschlagsarm, der Sommer zu heiß. Sie bedürfen eines limitierten ozeanischen Klimas mit reichlichen Niederschlägen, wie dies vereint an den Westküsten der Kontinente angetroffen wird, während die Ostküsten mit ihren kälteren Wintern und extremerem Klima der Gletscherbildung ungünstig sind. Das Inlandeis von Grönland verdankt seine Existenz, wenn es nicht ein Gebilde aus einer früheren Phase der Erdgeschichte ist, wahrscheinlich dem Umstande, daß eine mit Hochgebirge bedeckte Insel oder Halbinsel zwischen zwei relativ warmen, auch im Winter offenen Meeren liegt, welche als solche und infolge des südlich angrenzenden warmen Nordatlantischen Ozeans Hauptzugstraßen von Sturmwirbeln sind, welche das Hochland häufig und reichlich mit Schnee überschütten. Die Wintertemperatur an beiden Küsten von Grönland ist viel milder und auch die Sommertemperatur höher als unter gleicher Breite in Ostasien an der Tschuktschen-Halbinsel, die trotz ihres bergigen Charakters gar keine Gletscher hat.

Wir kommen also zu dem Schlusse, daß die von Croll aufgestellte Theorie der großen Klimawechsel zwischen den beiden Hemisphären und der daraus resultierenden periodischen Eiszeiten unseren gegenwärtigen klimatischen Erfahrungen widerspricht und sich als unhaltbar erweist [1]).

In letzter Zeit ist die „Excentrizitätstheorie" der Eiszeiten wieder aufgenommen worden von dem englischen Astronomen Robert Ball [2]). Da man leicht verleitet werden könnte anzunehmen, daß in dem Buche desselben das alte Problem von neuen Gesichtspunkten

---

[1]) Von den lehrreichen Diskussionen und Widerlegungen der Crollschen Lehre glauben wir hier folgende citieren zu sollen. S. Newcomb, Review of Croll's climate and time. American Journal of Science. III. Ser., Vol. 11, S. 263. Woeikof, Examination of Dr. Croll's Hypotheses on geological climate. Philosoph. Mag. V. Ser., Vol. 21 (1886), S. 223. Henry H. Howorth, A criticism of Dr. Croll's Theory of alternate glacial and warm periods in each hemisphere. Mem. and Proc. of Manchester Soc. IV. Ser., Vol. 3, 1890. Wm. North Rice, The excentricity theory of the glacial period. Science. Vol. VIII, S. 188 u. 347. Ueber die Beziehungen zwischen Gletscher und Mitteltemperaturen ist namentlich zu beachten: Frankland, Physik. Ursache der Eiszeit Pogg. Annalen 1864, Bd. 123, S. 419. G. Becker, Relations of temp. to glaciation. Am. Journal of Science. Ser. III, Vol. XXI, S. 167 und The influence of convection to glaciation. Ebenda, Ser. III, Vol. XXVII, S. 473.

[2]) Astronomical theory of the glacial period. The cause of an Ice Age. London 1891.

aus behandelt werde, so müssen wir kurz bemerken, daß dies keineswegs der Fall ist. Der Satz, auf dem die ganze „neue“ Theorie beruht und der in mannigfachen Variationen immer wiederholt wird, lautet: Das Verhältnis der Wärmemenge, welche eine (ganze) Halbkugel im Winter von der Sonne erhält zu jener, die sie im Sommer empfängt, wird ausgedrückt durch 37 : 63 und ist von den Aenderungen der Excentrizität so gut wie unabhängig [1]). Ball hielt diesen Satz für neu, er ist aber schon von Wiener in dessen wichtiger Abhandlung über die Verteilung der Intensität der Sonnenwärme auf der Erdoberfläche mitgeteilt worden [2]).

Von diesem konstanten Verhältnis ausgehend, beurteilt nun Ball die Wärmeverhältnisse der beiden Hemisphären bei großer Excentrizität auf Grund folgender Rechnung. Ist der Unterschied der Jahreszeiten auf 35 Tage angewachsen, so dauert der Winter auf jener Hemisphäre, die den Winter im Aphelium hat, 200 Tage, der Sommer 165 Tage. Setzen wir die Wärmemenge des Jahres gleich 365 Wärmetage, so entfallen nach dem obigen Verhältnis (37 : 63) auf den Winter 136 Wärmetage, auf den Sommer 229. Die Wärmemenge dieser 136 Wärmetage verteilt sich aber nun auf 200 Tage, der Wintertag erhält deshalb durchschnittlich nur 0,68 Wärmeeinheiten, der Sommertag dagegen 229 : 165 d. i. 1,39. Differenz zwischen Sommer- und Wintertag somit 0,71 Wärmeeinheiten. Dies entspricht der Glazialzeit der Hemisphäre. Erhält aber dann diese Hemisphäre den langen Sommer, so kommen auf einen Sommertag 229 : 200 d. i. 1,14 Wärmeeinheiten, auf einen Wintertag 136 : 165 d. i. 0,82 Wärmeeinheiten; der Unterschied zwischen dem Sommer- und Wintertag ist dann nur 0,32 Wärmeein-

---

[1]) Setzen wir die Bestrahlung der Hemisphäre im Jahre gleich 1, und bezeichnen wir mit $1 - a$ die Bestrahlung im Winter, und mit $1 + a$ die Bestrahlung im Sommer, so ist diese halbe Jahresamplitude a gleich $2 \sin \delta : \pi$, wenn wir mit δ die Schiefe der Ekliptik bezeichnen. Für $\delta = 23^0\ 27^1/_2{}'$ findet man daher $a = 0{,}253$, somit $1 - a = 0{,}747$ und $1 + a = 1{,}253$, daher Winter : Sommer $= 0{,}37 : 0{,}63$ oder besser $= 3 : 5$. Dieses Verhältnis gilt aber nur für die ganze Hemisphäre, und wie leicht einzusehen, nicht für die verschiedenen Breiten. Es hat deshalb keine besondere Bedeutung für Glazialtheorieen.

[2]) S. Z. 14, 1879, S. 129.

heiten. Dies entspricht der Interglazialzeit. Diese Rechnung sagt nur dasselbe, was wir früher schon spezieller für den 50. Breitegrad angegeben haben. Die Halbkugel, welche bei großer Excentrizität den langen Winter hat, hat einen excessiven Unterschied zwischen Winter und Sommer, die andere einen sehr gemäßigten. Für die Erklärung der Eiszeiten ist damit nichts Neues gewonnen, um so weniger, da diese Rechnung nur für eine Hemisphäre als Ganzes gilt, aber keine Anwendung auf bestimmte Breitegrade gestattet.

G. H. Darwin, welcher dem Buche von Ball einen Artikel in der Zeitschrift Nature gewidmet hat[1]), kommt eigentlich zu dem gleichen Schlusse. Darwin möchte auf den Satz von R. Ball kein besonderes Gewicht legen und meint, die Hauptsache sei in folgender Betrachtung zu suchen.

Wenn die Excentrizität am größten ist und der Winter im Aphelium eintritt, so verhält sich die Dauer des Winters zu der des Sommers wie 6 : 5; umgekehrt wenn der Sommer auf das Aphelium fällt. Wir haben daher: die tägliche Erwärmung im kurzen Sommer verhält sich zu jener im langen Winter wie $\frac{1}{5}(1 + a) : \frac{1}{6}(1 - a)$; umgekehrt ist in der „Interglazialzeit“ das Verhältnis $\frac{1}{6}(1 + a) : \frac{1}{5}(1 - a)$. Vergleichen wir diese extremen Werte der täglichen Erwärmung miteinander, so sehen wir, daß sie sich zu einander verhalten wie

$$\frac{6(1+a)}{5(1-a)} : \frac{5(1+a)}{6(1-a)} = \frac{36}{25}.$$

Das Verhältnis der täglichen Erwärmung im Sommer zu jener im Winter in der Zeit des Aphelwinters verhält sich zu dem gleichen Verhältnis in der Periode des Aphelsommers wie 36 zu 25. Das ist der schärfere Ausdruck für die relative Excessivität des Klimas zur Zeit der größten Excentrizität, wenn der längste Winter mit dem Aphelium zusammenfällt. Daß aber mit dieser excessiven Jahresschwankung des solaren Klimas noch durchaus nicht die Bedingungen einer Eiszeit gegeben sind, haben wir vorhin schon des näheren erörtert. Die Ableitung des Verhältnisses der Excessivität ist aber für die theoretische Klimatologie von einigem Interesse. Die Größe a hat für jeden Breitegrad einen anderen Wert, wie wir schon bemerkt haben.

E. Culverwell hat die „Astronomische Theorie“ der Eiszeiten von Ball einer gründlichen Diskussion unterzogen und sich die Mühe genommen, auf Grund der

---

1) Vol. 45, S. 289, 28. Januar 1892 u. Vol. 53, S. 196 (1896).

Arbeit von Meech die thatsächlichen Wärmemengen zu ermitteln, welche die Breiten von 40—80° im Winter beim Höhepunkt der „Eiszeit“, wenn der Winter 200 Tage währt, erhalten. Stellt man jene Breitegrade untereinander, welche im Winter die gleiche Sonnenwärme erhalten, im Höhepunkt der Eiszeit und jetzt, so erhält man folgenden Vergleich.

Gleiche „solare“ Winterisothermen haben:

Zur Eiszeit .	40°	50°	60°	70°	80° N.
Gegenwärtig .	44,2	54	63,5	74	84,5

Der klimatische Effekt des längsten Winters besteht also im Vergleich zum gegenwärtigen darin, daß z. B. der 54. Breitegrad gegenwärtig dasselbe solare Klima hat, wie in der supponierten Eiszeit der 50. Breitegrad; die Aenderung ist geringer, als wenn London in die Breite von Edinburgh hinaufgerückt würde. Culverwell hat gewiß recht, wenn er sagt, daß man aus einer solchen klimatischen Verschiebung noch keine Eiszeit ableiten könne. „Ja man könnte weitergehen und für Nordeuropa sogar eine Zunahme der Wintertemperatur annehmen, wenn man darauf Rücksicht nimmt, daß für diese Gegenden die Meeresströmungen die Hauptwärmequelle sind. Da die niedrigeren Breiten zur Zeit des Aphelwinters und Perihelsommers im letzteren eine größere Wärmemenge erhalten als jetzt, das Golfstromwasser also viel stärker vorgewärmt würde, dasselbe aber circa 6 Monate braucht, um an den englischen Küsten einzutreffen, so würde gerade das Winterklima von England von der höheren Sommerwärme in niedrigen Breiten Vorteil ziehen“ [1]).

Die „astronomische Theorie der Eiszeit“ erweist sich demnach als leistungsunfähig. Wir erfahren zudem aus allen obigen Erörterungen, daß die bekannten periodischen Aenderungen in den Elementen der Erdbahn auf keine

[1]) Edward P. Culverwell: A mode of calculating a limit to the direct effect of great excentricity of the earth's orbit on terrestrial temperatures, showing the Inadequacy of the astronomical theorie of Ice Age and genial Ages. Philosoph. Mag. Dez. 1894, Vol. 38, S. 541: Geolog. Mag. Jan.-Febr 1895. S. auch in Nature, Nov. 1894, Vol. 51, S. 33 vom selben Autor eine Kritik der astronomischen Theorie der Eiszeit von Croll und von Ball.

sehr großen Schwankungen in den terrestrischen Klimaten zu schließen gestatten, daß also vom astronomischen Standpunkte aus eher auf eine gewisse Beständigkeit der irdischen Klimate geschlossen werden müßte.

L. de Marchi kommt nach sehr gründlichen theoretischen Untersuchungen über die klimatischen Bedingungen der Eiszeit und über die Abhängigkeit der Lufttemperatur von den Einstrahlungs- und Ausstrahlungsverhältnissen sowie von der Verteilung von Wasser und Land zu dem Schlusse, daß weder die astronomischen noch die geologischen [1]) Theorieen zu einer plausiblen Erklärung der Eiszeit führen.

Er findet aber, daß eine geringe Verminderung des Transmissionskoeffizienten der Atmosphäre für die Sonnenstrahlung (von 0,6 auf 0,54) begleitet von einer entsprechenden Aenderung des Transmissionskoeffizienten für die Wärmeausstrahlung der Land- und Wasserflächen genügen dürfte, um die klimatischen Bedingungen einer Eiszeit für die mittleren und höheren Breiten zu erzeugen. Die Jahrestemperatur würde in mittleren und höheren Breiten abnehmen, und zwar stärker im ozeanischen als im kontinentalen Klima [2]). Dadurch würde sich der Temperaturunterschied zwischen Kontinent und Ozean in höheren Breiten vermindern, was nach Brückner eine Hauptbedingung für eine Regenperiode auf den Kontinenten ist und damit indirekt auch für ein Vorrücken der Gletscher. Der Temperaturunterschied zwischen Pol und Aequator wird gleichzeitig verschärft, die atmosphärischen Zirkulationsströmungen werden also lebhafter. Auch die verminderte Jahresschwankung der Temperatur in den

---

1) Hebungen des Landes.

2) L. de Marchi findet folgende Aenderungen der Mitteltemperaturen für $q = 0,54$, gegen $q = 0,60$.

Breite	10⁰	20⁰	30⁰	40⁰	50⁰	60⁰	70⁰	80⁰	90⁰
Ozeanisches Klima .	—0,1	—0,4	—0,9	—1,6	—2,5	—3,8	—5,0	—4,9	—4,8
Kontinentales Klima	—0,1	—0,5	—1,0	—1,7	—2,4	—3,0	—3,1	—2,5	—1,9

Diese berechneten Temperaturdifferenzen dürften sicherlich eine größere Wahrscheinlichkeit für sich haben als die von Marchi berechneten Temperaturen der Breitegrade selbst, denen wir keine Realität zugestehen möchten. Erstere geben doch wenigstens den Sinn und die Verteilung der Temperaturänderung richtig an.

höheren Breiten würde dem Wachstum der Gletscher günstig sein.

L. de Marchi beruft sich ferner darauf, daß nach Sonklar die Gletscher der Hohen Tauern zur Zeit der jüngsten Maximumperiode derselben 422 Quadratkilometer bedeckten, nach 20jährigem Rückgang derselben nach Brückner aber auf 363 Quadratkilometer reduziert worden sind, also um ein Siebentel; vielleicht kann man sogar ein Fünftel annehmen. Diesem Gletscherrückgang entspricht eine Brücknersche Klimaschwankung von kaum 1°. Marchi meint deshalb, daß eine Temperaturabnahme von 4—5°, wie er sie berechnet, begleitet von den erwähnten anderen günstigen klimatischen Verhältnissen wohl das Eintreten einer Eiszeit erklären könnte.

Wenn dann umgekehrt der Transmissionskoeffizient wieder zunimmt, so bedingt dies eine Wärmezunahme in den höheren Breiten und eine gleichmäßigere Verteilung der Temperatur vom Aequator gegen den Pol hin.

Welche Ursachen einer Abnahme oder Zunahme des Transmissionskoeffizienten der Erdatmosphäre zu Grunde liegen mögen, d. i. einer Vermehrung oder Verminderung des Gehaltes derselben an Wasserdampf und Kohlensäure, darüber möchte sich de Marchi nicht bestimmt aussprechen [1]).

Svante Arrhenius findet es viel wahrscheinlicher, daß eine Aenderung des Kohlensäuregehaltes der Atmosphäre die Ursache der großen Temperaturänderung von der Miocänzeit zur Eiszeit gewesen sei. Er untersucht in gründlicher Weise, welchen Einfluß Schwankungen im Kohlensäuregehalt der Erdatmosphäre auf die Wärmeausstrahlung von der Erdoberfläche und damit auf die Mitteltemperatur derselben haben konnten. Arrhenius findet, daß eine Zunahme des Kohlensäuregehaltes auf einen zwei- bis dreimal größeren Betrag als der jetzige, die mittlere Temperatur der Zirkumpolarregionen um 8—9° erhöhen würde, dagegen eine Abnahme desselben auf 62—55% des jetzigen Betrages eine Temperaturerniedrigung um 4—5° in mittleren Breiten (40—50°) hervorbringen könnte, was also genügend wäre, die Temperatur der Eiszeit zu erklären [2]). Er meint endlich, gestützt auf interessante

1) Luigi de Marchi, Le cause dell' era glaciale. Pavia 1895.

2) Wenn man den jetzigen Kohlensäuregehalt gleich 1 setzt, so entsprechen die folgenden mittleren Temperaturänderungen vom Aequator bis 70° Breite einer Abnahme und Zunahme desselben auf:

Darlegungen von Prof. Högbom, daß Aenderungen des CO_2-Gehaltes der Atmosphäre infolge gesteigerter vulkanischer Thätigkeit in verschiedenen Erdperioden durchaus nicht unwahrscheinlich sind. Die Aenderungen der Diathermansie der Atmosphäre auf entsprechende Aenderungen des Wasserdampfgehaltes derselben zurückzuführen begegnet größeren Schwierigkeiten, namentlich wegen der leichten Kondensation desselben [1]).

Die einfachste und naheliegendste Erklärung für große säkulare Klimaschwankungen und eine einstige höhere Temperatur der nördlichen Zirkumpolarregion würde in der Annahme bestehen, daß die Rotationsachse der Erde nicht immer dieselbe geblieben ist, sondern sich z. B. durch geologische Vorgänge, Massenverschiebungen, verlagert haben könne. Diese Hypothese ist oft aufgestellt, öfter aber, auch zum Teil aus geologischen Gründen, als unstatthaft angesehen worden. Hier kann es sich bloß darum handeln, ob die mathematische Physik eine erhebliche Lageänderung der Drehungspole der Erde als zulässig erscheinen läßt.

G. H. Darwin hat dieses mathematische Problem untersucht und ist zu dem Ergebnis gekommen, daß, wenn die Erde absolut starr angenommen wird, der Pol sich bis zu etwa 3° von seiner ursprünglichen Lage entfernt haben kann. Nimmt man aber die Erde als plastisch an (was sie bis zu einem gewissen Grade sicherlich ist), so daß sie sich dem neuen Gleichgewichtszustande hat anpassen können, dann ist ein kumulativer Effekt möglich und der Pol kann um 10—15° von seiner ursprünglichen Position sich entfernt haben. In Bezug auf eine Aenderung der Schiefe der Ekliptik ist aber eine derartige kumulative Wirkung nicht möglich [2]).

In letzter Zeit hat Schiaparelli sich mit der Frage beschäftigt, ob und in welcher Weise Gestaltänderungen des Erd-

CO_2-Gehalt	0,67	1,5	2,0	2,5	3,0^{0}
Temp.-Aenderung .	−3,1	+3,4	+5,5	+7,2	+8,5
Aequator		—	4,9	6,4	7,3
70°	—	—	6,1	8,0	9,3

Bei den Werten 0,67 und 1,5 ist die Aenderung in den mittleren Breiten ein wenig größer als unter 70° und am Aequator.

1) Prof. Svante Arrhenius: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. Philosoph Mag. V. Ser., Vol. 41, S. 237. Auszug siehe Z. 96, S. 258.

2) G. H. Darwin, On the influence of geological changes on the earth's axis of rotation. Proc. Royal Soc. London, Nov. 1876. S. a. Nature, Vol. 15, S. 360. — Haughton, Formulae relating to the internal change of position of the earth's axis, arising from elevations and depressions caused by geological changes. Royal Soc. March 1877. S. a. Nature, Vol. 15, S. 542.

körpers die Lage der Drehungspole beeinflussen können [1]). Das Resultat, zu dem er gekommen, stimmt im wesentlichen mit jenem von Darwin überein.

Das Verharren der geographischen Pole in derselben Gegend der Erdoberfläche kann noch nicht unbestreitbar durch astronomische und mechanische Gründe als erwiesen angesehen werden. Die Permanenz der Pole kann heutzutage eine Thatsache sein und müßte dennoch für die Vergangenheit der Erde erst bewiesen werden. Die Permanenz der Lage der Erdpole ist nur bei einem Erdkörper von bestimmter Starrheit möglich. Geologische Prozesse, selbst von geringfügiger Natur, wenn sie nur genügend lange wirken, können die Bedingungen der Permanenz der Pole, wenn sie auch einmal erfüllt ist, immer zerstören und zu Polbewegungen in bedeutendem Ausmaße Veranlassung geben, sofern die Erde nicht absolute Starrheit besitzt [2]).

In jüngster Zeit (American Met. Journ., April 1896, Vol. XII, S. 372) hat Wm. M. Davis in instruktiver Weise die klimatischen Konsequenzen erörtert, welche aus einer Verlagerung des Nordpols auf 70° N und 20° W sich ergeben würden (Vergletscherung Europas und Nordamerikas, Verschiebung der tropischen Regengürtel Afrikas und der angrenzenden Trockengebiete nach Süden etc.) und angedeutet, daß man vielleicht in den Oberflächenformen und Seespiegeländerungen des tropischen Afrika und Amerika Anzeichen dafür finden könnte.

Die großen Klimaänderungen, welche aus einer wesentlich anderen Verteilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche resultieren würden, lassen sich beurteilen auf Grund dessen, was früher über Land- und Seeklima ausgesagt worden ist. Fr. v. Kerner hat eine derartige Nutzanwendung gemacht (s. S. 208).

Klimaänderungen in historischer Zeit. Die Frage, ob in historischer Zeit sich das Klima bestimmter Erdstellen geändert habe oder nicht, ist schon Gegenstand zahlreicher Untersuchungen und Diskussionen gewesen, ohne daß man zu bestimmten Resultaten gelangt wäre. Man hat ebenso oft eine Aenderung des Klimas für gewisse Länder nachweisen zu können vermeint, als dies wieder von anderer Seite mit Erfolg bestritten werden konnte [3]).

---

1) De la rotation de la terre sous l'influence des actions géologiques. Mém. présenté à l'Observ. de Poulkova. S. Pétersbourg 1889.

2) Eine kurze Analyse der wichtigen Abhandlung von Schiaparelli hat H. Hergesell gegeben in Peterm. Geogr. Mitt. 1892, S. 42.

3) So hat z. B. Partsch gegen den oft behaupteten und so plausibel er-

Die Temperatur- und Regenaufzeichnungen selbst geben, so weit sie zurückreichen und einigermaßen vergleichbar sind (d. i. allerdings höchstens 1 1/2 Jahrhundert) keine Belege dafür, daß die Luftwärme oder die Regenmenge sich in einer bestimmten Richtung geändert habe. Wo man eine Zunahme der Temperatur oder eine Zunahme des Regenfalls glaubte gefunden zu haben, hat sich stets herausgestellt, daß dies in der Art der Aufstellung des Thermometers oder Regenmessers begründet gewesen sein dürfte. Die ältesten meteorologischen Aufzeichnungen sind ja stets in Städten begonnen worden, welche sich im Laufe der Zeit stark vergrößert haben; die „Stadttemperaturen" sind aber, worauf wir schon früher hingewiesen haben, stets höher, als die in der Umgebung, d. i. im Freien. Auch der Einfluß, welchen die Höhe der Aufstellung eines Regenmessers auf die angesammelte Regenmenge hat, ist früher übersehen worden. Die meisten älteren Regenmessungen in Städten auf Terrassen, Dächern oder in eingeschlossenen Höfen haben zu kleine Regenhöhen geliefert. Derart lassen uns die direkten meteorologischen Messungen in Bezug auf die Frage einer Aenderung der klimatischen Elemente im Ungewissen.

Eine ganze Reihe von scheinbaren Anzeichen einer fortschreitenden Klimaänderung, sei es in Bezug auf Temperatur, sei es in Bezug auf die Regenmenge (Austrocknung) sind sicherlich auf zeitliche Schwankungen in den klimatischen Mittelwerten zurückzuführen, die zu sehr verallgemeinert und einseitig gedeutet worden sind. L. Dufour schließt aus einer eingehenden Betrachtung und Untersuchung der in Bezug auf eine Aenderung des Klimas vorliegenden Nachweise, daß die Unsicherheiten, die den letzteren anhaften, nicht gestatten, eine Aenderung des Klimas als erwiesen anzusehen. Es bleibt aber die Frage eine offene und die gewöhnliche Behauptung,

scheinenden einstigen größeren Wasserreichtum Nordafrikas nachweisen können, daß wenigstens in historischen Zeiten dies kaum der Fall gewesen sein kann, denn die Lage der antiken Ansiedlungen an den abflußlosen Seen, die ja als wahre Regenmesser betrachtet werden können, zeige deutlich, daß dieselben damals nicht mehr gefüllt gewesen sein können als jetzt.

daß das Klima sich nicht ändere, ist unter allen Umständen keine berechtigtere Konsequenz bekannter Thatsachen, als die entgegengesetzte Meinung [1]).

Auch A. Angot bemerkt am Ende seiner sorgfältigen Zusammenstellungen und Diskussionen der Zeiten der Weinlese in Frankreich: daß man aus den bis ins 14. Jahrhundert zurückreichenden Daten auf keine fortschreitende Verschlechterung des Klimas (welche öfter behauptet werde) schließen könne. Die Daten über die Weinlese scheinen vielmehr auf Oscillationen in den klimatischen Elementen hinzuweisen. In der Periode 1775—1875 war das mittlere Datum der Weinlese zu Aubonne um 10 Tage voraus gegen das mittlere Datum im vorhergehenden Jahrhundert und nur um 3 Tage zurück gegen jenes, das man vor 2 Jahrhunderten aufgezeichnet hat. Gegenwärtig ist die Zeit der Weinlese in Aubonne genau wieder dieselbe wie am Schlusse des 16. Jahrhunderts [2]). Das mittlere Datum der Weinlese in Dijon zeigt folgende zeitliche Variationen: im **14.** Jahrhundert (bloß Mittel aus 13 Jahren) 25. Oktober; **15.** Jahrhundert (6 Dezennien) 25. Oktober; **16.** Jahrhundert 28. Oktober; **17.** Jahrhundert 24,5. Oktober; **18.** Jahrhundert 28,8. Oktober; **19.** Jahrhundert (8 Dezennien) 30,0. Oktober.

Charles Schott hat alle älteren Temperatur- und Regenfallregister in den Vereinigten Staaten gesammelt, reduziert und sorgfältig diskutiert. In dem Kapitel „Säkulare Variation der Lufttemperatur" kommt er auf Grund der längsten Beobachtungsreihen von Maine bis Kalifornien zu dem Schlusse, daß dieselben Temperaturvariationen zu erkennen geben, welche über weiten Territorien parallel in gleichem Sinne und ziemlich gleichmäßig vor sich gegangen sind. Diese Variationen haben den Charakter unregelmäßiger Wellen, die eine Aufeinanderfolge wärmerer und kälterer Perioden repräsentieren, während welcher aber die Temperatur bloß um

---

1) Notes sur le problème de la variation du climat. Bull. de la Soc. Vaudoise, Tome X. Lausanne 1870.

2) A. Angot. Étude sur les vendanges en France. Annales du Bureau Central Mét. 1883, Tome I. Paris 1885.

1 oder 2° (Fahr.) in dem einen oder anderen Sinne vom Gesamtmittel abweicht. Es zeigt sich aber nichts in diesen Variationen, was auf die Idee einer in gleichem Sinne fortschreitenden Aenderung führen könnte. An der atlantischen Küste folgen sich die Maxima und Minima der Temperatur etwa in Intervallen von 22 Jahren, die Temperaturwellen der inneren Staaten scheinen kürzer zu sein, die Intervalle zwischen den Maximis und Minimis sind etwa nur 7 Jahre. Diese Undulationen sind aber viel zu wenig regelmäßig und bestimmt, um als Basis zu einer Voraussage dienen zu können [1]).

Eine Uebersicht über „den gegenwärtigen Stand der Frage nach den Klimaänderungen" gibt E. Brückner im ersten Kapitel seines bedeutsamen Werkes: Klimaschwankungen (Wien 1890). Die Litteratur über Klimaschwankungen hat derselbe Autor zusammengestellt im Geographischen Jahrbuch XV, S. 439 und XVII, S. 348.

Die Vereinigten Staaten scheinen die günstigsten Bedingungen darzubieten zur Entscheidung der Frage, inwieweit die fortschreitende Kultur großer Länderräume das Klima zu ändern vermag. Im Osten hat eine außerordentliche Verminderung der früheren Bestände an Wäldern Platz gegriffen, in den Prairien und Steppen des fernen Westen dagegen haben umgekehrt ausgedehntere Anpflanzungen stattgefunden. Es hat sich aber weder eine entsprechende Aenderung in der Temperatur noch in der Menge der Niederschläge mit Bestimmtheit nachweisen lassen [2]).

J. D. Whitney glaubt nicht, daß eine Verbesserung des Klimas des trockenen Westens durch menschliches Eingreifen zu erwarten sei. (Brief discussion of the question whether changes of climate can be brought about by the agency of man etc. The United States. Suppl. I, Boston 1894. Appendix B., S. 290—317.)

---

1) Ch. Schott, Tables of the atmospheric temperature in the U. S. Washington 1876, S. 302—320. Ferner: Tables and results of precipitation in the U. S. Washington, II. Ed. Washington 1883.

2) Ueber das Vordringen der Ackerbauregion nach Westen in den Vereinigten Staaten, das auf eine entsprechende Zunahme des Regenfalls hinweisen soll, s. z. B. den Artikel von Heyer: Ueber die Veränderungen des Klimas in den großen Ebenen der Vereinigten Staaten von Nordamerika. Das Wetter 1888. S. 223.

Meteorologische Cyklen. Klimaschwankungen.

Die Wahrnehmung, daß die klimatischen Elemente Schwankungen unterliegen, sich eine längere Zeit hindurch über dem aus einer langen Jahresreihe abgeleiteten Mittelwert halten, dann wieder längere Zeit unter demselben bleiben, hat schon zu vielen Untersuchungen darüber geführt, ob diese Schwankungen nicht mit einer gewissen Gesetzmäßigkeit vor sich gehen, also nach bestimmten Cyklen wiederkehren. Das Problem besteht dann darin, die Periodenlänge und die Größe der Amplitude dieser Schwankungen festzustellen. Man kann bei solchen Untersuchungen von zwei verschiedenen Gesichtspunkten ausgehen. Man setzt entweder eine bestimmte Periodenlänge voraus, für deren Annahme gewisse physikalische Gründe im vorhinein vorliegen, und untersucht dann, ob der zeitliche Ablauf der Erscheinungen in der That die Existenz einer solchen Periode ergibt, oder man versucht, ohne eine bestimmte Periode vorauszusetzen, aus der zeitlichen Aufeinanderfolge der Werte eines meteorologischen Elementes selbst durch verschiedene Kombinationen die unbekannte Länge der Periode zu ermitteln.

Der erstere Fall ist der gewöhnlichere, weil er sich von selbst dem forschenden Geiste aufdrängt. So war man von jeher bemüht festzustellen, ob nicht den Mondphasen, namentlich aber den verschiedenen Stellungen des Mondes zur Erde auch bestimmte Aenderungen in den meteorologischen Elementen entsprechen; wie man weiß, bis in die jüngste Zeit ohne einen nennenswerten Erfolg.

Nachdem man die Periodizität in der Frequenz der Sonnenflecken erkannt hatte, mußte es als ein besonders dankbares Problem erscheinen, auch entsprechende Perioden in dem Verlauf der meteorologischen Erscheinungen nachzuweisen. Der scheinbare Lauf der Sonne beherrscht ja alle meteorologischen Cyklen, es liegt daher so nahe auch den sichtbaren Veränderungen an der Oberfläche der Sonne einen merklichen Einfluß auf unsere Atmosphäre zuzuschreiben.

Die Ergebnisse der äußerst zahlreichen und vielseitigen Untersuchungen darüber haben den Erwartungen nicht ganz entsprochen. Der Einfluß der Sonnenflecken auf die meteorologischen Elemente hat sich als ziemlich unbedeutend herausgestellt. Man ist in den günstigsten Fällen nur in der Lage die Spuren eines parallelen Verlaufes im Gange einiger meteorologischen Elemente mit jenem der Sonnenfleckenfrequenz als erwiesen anzusehen. Von einer Vorausbestimmung des Ganges der Witterung auf Grundlage des Sonnenfleckencyklus kann keine Rede sein [1]).

Es ist hier nicht möglich auf die Ergebnisse der Untersuchungen über eine 10—11jährige, der Sonnenfleckenfrequenz folgende, Periode der klimatischen Elemente einzugehen. Man findet dieselben übersichtlich zusammengestellt in der großen Abhandlung von H. Fritz: Die Beziehungen der Sonnenflecken zu den magnetischen und meteorologischen Erscheinungen der Erde (Haarlem 1878, 275 Quartseiten mit Tafeln). Nur einige Hinweise können wir uns hier gestatten.

Den gründlichsten Nachweis einer Sonnenfleckenperiode in den mittleren Jahrestemperaturen der verschiedenen Klimagebiete der Erde verdanken wir Köppen [2]). In den Tropen ist der Parallelismus der Aenderungen der mittleren Jahrestemperatur mit jenen der Fleckenfrequenz auf der Sonne ziemlich gut ausgesprochen, in den mittleren und höheren Breiten weniger. Die mittlere Größe der Schwankung in den Jahrestemperaturen von einem Fleckenminimum zu einem Fleckenmaximum beträgt in den Tropen 0,73°, in den außertropischen Zonen 0,54°. Den Verlauf der Erscheinung in den Tropen ersieht man aus folgenden Zahlen, welche Abweichungen der Jahresmittel der Temperatur von vieljährigen Mitteln bedeuten.

---

[1]) Ganz anders verhält es sich bekanntlich bei den magnetischen Elementen und deren Störungen. Diese unterliegen, und zwar mit großen Amplituden, denselben Cyklen wie die Sonnenflecken.

[2]) Z. 73, S. 241 u. 257. W. Köppen, Ueber mehrjährige Perioden der Witterung insbesondere über die 11jährige Periode der Temperatur.

Sonnenfleckenperiode in den Jahresmitteln der Temperatur.

Flecken-Minimum	1.	2.	3.	4. Jahr
+ 0,33°	+ 0,15°	—0,04	—0,21	—0,28

Flecken-Maximum	1.	2.	3.	4.	5. Jahr
—0,32	—0,27	—0,14	+ 0,08	+ 0,30	+ 0,41

Das Maximum der Temperatur tritt circa 0,9 Jahre vor dem Fleckenminimum ein, das Minimum der Temperatur fällt fast genau mit dem Fleckenmaximum zusammen.

In Betreff der jährlichen Niederschlagsmengen haben besonders Meldrum und Lockyer sich bemüht, einen Einfluß der Sonnenfleckenperiode zu konstatieren. Das Ergebnis war, daß mehr Regen zur Zeit der Maxima der Sonnenflecken zu fallen scheint als zur Zeit der Minima. In den Tropen tritt eine gesetzmäßige Aenderung deutlicher hervor als in den höheren Breiten. Im allgemeinen zeigt sich aber nur in den großen Zahlen, in den Mittelwerten und bei der Mehrzahl der Stationen, dieser Mehrbetrag des Regenfalls zur Zeit des Maximums der Sonnenflecken, durchaus nicht in jeder Periode und bei jeder einzelnen Station. Manche langjährige Reihen von Regenaufzeichnungen geben auch widersprechende Resultate. Eine praktische Verwendung dieses Ergebnisses ist darum ausgeschlossen. In Indien hat man sich anfangs der Hoffnung hingegeben, aus dem erkannten Sonnenfleckencyklus der Niederschläge einen Nutzen ziehen zu können, ja man hat die Hungerjahre, die mit dem Ausbleiben oder einem Fehlbetrag der Monsunregen zusammenhängen, in den Sonnenfleckencyklus einreihen zu können vermeint [1]).

Archibald glaubte in den Winterregen von Nordindien eine dem Sonnenfleckencyklus entgegengesetzte Periode gefunden zu haben (also mehr Regen zur Zeit der Sonnenfleckenminima) und Hill hat unabhängig davon nachzuweisen gesucht, daß in den Jahren des Maximums

---

1) Lockyer and Hunter, Sunspots and famines. Nineteenth century 1877.

der Sonnenflecken der Sommer-(Monsun-)Regenfall über dem Mittel bleibt, der Winterregenfall in Nordindien aber dann gleichzeitig mangelhaft ist. Umgekehrt soll es sich zur Zeit der Sonnenfleckenminima verhalten. Aber selbst H. Blanford, der sich so eifrig mit den meteorologischen Sonnenfleckencyklen beschäftigt hat und für sie eingetreten ist, kam zu dem Schlusse: „So viel ist gewiß, daß in betreff des Regenfalls über Indien als Ganzes ein 10—11jähriger Sonnenfleckencyklus in den letzten 22 Jahren sich nicht zu erkennen gegeben hat. Nur in Carnatic, wo der Regenfall später eintritt als in den übrigen Teilen Indiens, zeigt sich eine bemerkenswerte Fluktuation der Regenmenge in den 11 Jahren 1864/74 und abermals aber weniger regelmäßig in den nächsten 11 Jahren 1875 bis 1885. Ob diese Periodizität doch nur ein Zufall war kann erst durch spätere Erfahrungen entschieden werden" [1]).

Auf der britischen Naturforscherversammlung zu Brighton (1872) hat Meldrum zuerst darauf aufmerksam gemacht, daß die Cyklonen des Indischen Ozeans zwischen dem Aequator und 25° S. Breite in den Jahren der Sonnenfleckenminima seltener zu sein scheinen als in den Jahren der Fleckenmaxima. Auch die Intensität der Cyklonen ist größer zur Zeit der Sonnenfleckenmaxima. Später hat Poey die Cyklonen der Antillen in gleicher Weise auf ihre Periodizität untersucht [2]). Er kommt zu demselben Ergebnis wie Meldrum. Im Indischen wie im Atlantischen Ozean treten mit zunehmender Menge der Sonnenflecken die Cyklonen häufiger auf, um zu den Zeiten der Sonnenfleckenminima wieder seltener zu werden.

Man hat ferner die Temperaturminima des Winters, wie die strengen Winter selbst, die Perioden des Vorrückens und Zurückweichens der Gletscher, die Wasserstände der Flüsse, kurz alle meteorologischen Elemente und die von selben abhängenden Erscheinungen auf der Erdoberfläche in ihrer Beziehung zu den Sonnenflecken untersucht und Andeutungen eines Zusammenhanges gefunden,

[1]) H. Blanford, The climates and weather of India. London 1889, S. 80.
[2]) Comptes rendus. Tome LXXVII, S. 1223.

die aber noch zu unbestimmt bleiben, um einen wahren Kausalzusammenhang zu konstatieren [1]).

Brückners Klimaschwankungen [2]). Dem zweiten der oben erwähnten Gesichtspunkte folgend, ist E. Brückner zur Aufstellung einer 35jährigen Periode der Klimaschwankungen gekommen. Die Untersuchung der bemerkenswerten langjährigen Schwankungen im Wasserspiegel des Kaspi-Sees führte Brückner zu dem Ergebnis, daß dieselben eine Periode von 34—36 Jahren befolgen. Die sich natürlich anschließende Untersuchung über etwaige entsprechende Perioden in der Temperatur, in den Niederschlägen und Wasserständen der Flüsse, die dem Kaspi-See tributär sind, sowie der Daten über den Auf- und Zugang der Gewässer des russischen Reiches [3]) in der großen Arbeit von Rykatschew ließen die Ursache der periodischen Schwankungen im Wasserstande des Kaspi-Sees in übereinstimmenden Perioden der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse erkennen und führten zu dem Schlusse, daß das gesamte europäische Rußland seit Anfang des 18. Jahrhunderts großartige Schwankungen des Klimas erlebte: nasse Kälteperioden um die Jahre 1745, 1775, 1810, 1845 und 1880 und trockene Wärmeperioden um die Jahre 1715, 1760, 1795, 1825 und 1860. Die Klimaschwankungen wirkten ein auf die Flüsse, indem sie die Dauer ihrer Eisbedeckung und die Höhe ihres Wasserstandes bestimmten, sie wirkten ein auf den gewaltigen Kaspi-See, indem sie bald seinen Spiegel hoben, bald ihn senkten.

Die sich weiter anschließende Untersuchung über die Schwankungen der abflußlosen Seen überhaupt, sowie der Flüsse und Flußseen, dann des Regenfalls auf der ganzen Erde führte zu dem Schlusse, daß die beim Kaspi-See aufgefundene Periode eine allgemeine Gültigkeit beanspruchen darf. Die Epochen der extremen Wasserstände der Seen waren: Minima 1720, 1760, 1798, 1835, 1865;

---

1) Man sehe auch F. G. Hahn, Ueber die Beziehungen der Sonnenfleckenperiode zu den meteorologischen Erscheinungen. Leipzig 1877 u. Z. 78, S. 83.

2) Eduard Brückner, Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. Wien 1890, Ed. Hölzel.

3) Rep. für Meteorologie. II. Suppl.-Bd., Petersburg 1887.

Maxima 1740, 1777, 1820, 1850, 1880. Die Regenperioden seit 1830 waren: Trockene Perioden allen Erdteilen gemeinsam 1831/40 und 1861/65, nasse Perioden 1846/55 und 1876/80. Allerdings gibt es auch Gebiete, in welchen der Sinn der Periode und die Epoche gerade umgekehrt sind, „Gebiete dauernder Ausnahmen“ wie sie Brückner nennt. Dieselben gehören fast ausschließlich den ozeanischen Klimagebieten an.

Die Untersuchung der Schwankungen in den Jahresmitteln des Luftdruckes führte zu dem wichtigen Ergebnis, daß die Perioden derselben über den Kontinenten andere sind als über den Ozeanen, daß ein Kompensationsverhältnis zwischen beiden besteht. Dies wirft ein Licht auf die Entstehung der „Ausnahmsgebiete“ in Bezug auf die Regenverhältnisse. Der Verlauf des Luftdruckes über dem Meere wie über dem Lande ist ein Spiegelbild der Schwankungen des Regenfalls. Hoher Luftdruck über dem Meere bedingt für dasselbe eine Trockenperiode, während gleichzeitig der niedrige Luftdruck über dem Festlande eine Regenperiode für dasselbe bedingt, und umgekehrt. Wichtig ist auch das Ergebnis Brückners: Daß jede regenreiche Periode von einer Abschwächung aller Luftdruckdifferenzen, jede der Trockenperioden von einer Steigerung derselben begleitet ist, und zwar gilt dies sowohl räumlich (also für die Gradienten) als auch zeitlich in Bezug auf die jährliche Schwankung. Die Trockenperioden auf dem europäisch-asiatischen Kontinent werden charakterisiert durch eine Vertiefung des Barometerminimums über den Nordatlantischen Ozean, eine Erhöhung des Rückens hohen Luftdruckes, der von den Azoren nach NE hin sich über Mitteleuropa nach Rußland hineinzieht, durch eine Vertiefung der Mulde niedrigen Druckes über dem nördlichen Teil des Indischen Ozeans und der chinesischen Südsee, eine Verminderung des Barometermaximums über Sibirien im Jahresmittel und durch eine allgemein auftretende Vergrößerung der Amplituden der Jahresschwankung.

Im Innern der Kontinente treten die Schwankungen des Regenfalls mit viel größeren Amplituden auf als an

den Küsten. In Westsibirien kann in den nassen Perioden mehr als doppelt so viel Regen fallen als in den trockenen. Im allgemeinen Mittel beträgt die Amplitude der Schwankung nur 12 %, mit Ausschluß der Ausnahmsgebiete aber 24 %.

Auch die mittleren Temperaturen unterliegen der gleichen Periodizität. Im Mittel von 280 über die ganze Erde verteilten Stationen ergeben sich als Perioden hoher Temperatur die Jahre 1791—1805; 1821/35, 1851/70, als solche niedriger Temperatur 1806/20, 1836/50 und 1871/80; die Amplitude der Temperaturschwankungen ergibt sich für die ganze Erde zu rund 1°, sie ist also größer als die der Sonnenfleckenperiode entsprechende. Die mittleren Temperaturabweichungen für die ganze Erde sind:

1736/40	—0,43	1766/70	—0,42	1811/15	—0,46	1836/40	—0,39	1881/85	—0,08
1746/50	+0,45	1791/95	+0,46	1821/25	+0,56	1851/55	+0,11	1866/70	+0,11

Diese Abweichungen repräsentieren natürlich in der That noch nicht die Temperaturverhältnisse der ganzen Erde, namentlich nicht in den ersten Perioden, sie beziehen sich auf die eben vorhandenen Stationen. Als durchschnittliche Dauer der Perioden ergibt sich ein Zeitraum von 36 Jahren. Mit der Sonnenfleckenhäufigkeit hat diese Periode keinen Zusammenhang.

In gleicher Weise untersucht liefern die viel weiter zurückreichenden Aufzeichnungen über die Eisverhältnisse der Flüsse (seit 1736), über das Datum der Weinernten (seit 1400) und die Aufzeichnungen strenger Winter (seit 800), ebenfalls eine Periodizität von rund 35 Jahren, welchen Wert Brückner als den jetzt wahrscheinlichsten ansieht.

Eine schwerwiegende Unterstützung hat die Brücknersche Klimaperiode durch die Untersuchung von E. Richter über die Schwankungen der Alpengletscher gefunden [1]).

Das Ergebnis derselben war: „Die Gletschervorstöße wiederholen sich in Perioden, deren Länge zwischen 20 und 45 Jahren schwankt und im Mittel der drei letzten

[1]) Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins. Wien 1891.

Jahrhunderte genau 35 Jahre betrug. Sie stimmen im allgemeinen mit den von Brückner ermittelten Jahreszahlen der Klimaschwankungen der letzten 3 Jahrhunderte überein. Der Gletschervorstoß macht sich bereits noch während der feuchtkühlen Zeit bemerkbar."

Die Jahre des Beginnes der Gletschervorstöße waren: 1592, 1630, 1675, 1712, 1735, 1767, 1814, 1835, 1875; kalte Perioden nach Brückner waren: 1591/1600, 1611/35, 1646/65, 1691/1715, 1730/50, 1766/75, 1806/20, 1836/55.

Ueber die wahrscheinlichen Ursachen, welche der 35jährigen Periode der Klimaschwankungen zu Grunde liegen, spricht sich Brückner nicht aus, er begnügt sich mit Recht, diese Periode bis zu einem hohen Grade von Wahrscheinlichkeit nachgewiesen zu haben. Es wäre wohl sehr schwer, gegenwärtig eine physikalische Erklärung für dieselbe aufzustellen.

Die Klimaschwankungen Brückners liefern eine Erklärung für die sich oft widersprechenden Ansichten über eine Verschlechterung oder Verbesserung des Klimas gewisser Oertlichkeiten, über ein Trockener- oder Feuchterwerden des Klimas. Dieselben sind unter dem Eindruck verschiedener Phasen dieser Schwankungen entstanden. Die Verbesserung des Klimas im trockenen Westen der Vereinigten Staaten, und das Vorrücken der Ackerbauzone daselbst hängt nach Brückner mit einer nassen Periode seiner Klimaschwankungen zusammen, welcher eine bald beginnende trockene Phase ein Ende bereiten dürfte, wie sich ja in Aegypten und Sibirien gezeigt hat, daß entsprechend den Klimaschwankungen nicht nur die Erträge der Landwirtschaft sondern sogar direkt das Areal des anbaufähigen Landes in seiner Größe Schwankungen erleidet. Gerade die kontinentalen Flächen werden davon am intensivsten betroffen.

„Den Einfluß der Klimaschwankungen auf die Ernteerträge und Getreidepreise in Europa" hat kürzlich Brückner in einer besonderen Abhandlung eingehender nachgewiesen [1]). Er kommt zu dem Ergebnis, daß die

---

[1]) Geographische Zeitschrift. I. Jahrg., S. 39 etc., Leipzig 1895.

Getreidepreise durchschnittlich im feuchtesten Lustrum um 13 % höher waren, als im trockensten.

Auch bei der Ableitung der klimatologischen Mittelwerte wird es gut sein, darauf zu achten, daß dieselben aus Jahresreihen gebildet werden, welche eine volle Periode der Klimaschwankungen oder ein Vielfaches derselben umfassen.

Nachträge und Zusätze.

Zu S. 49. Verdunstung und sensible Temperatur. N. P. Schierbeck hat kürzlich nachgewiesen, daß wie auch schon de Heen angenommen, die Verdampfungsgeschwindigkeit der Quadratwurzel aus der Windgeschwindigkeit proportional ist. Bezeichnet v das in der Zeiteinheit gebildete Dampfvolum (bei 0° und 760 mm Druck), e die Dampfspannung in der Luft, e' die maximale Dampfspannung bei der Temperatur des verdampfenden Wassers, k eine Konstante, W die Windgeschwindigkeit, so ist (wenn T die sogen. absolute Temperatur, also $T_0 = 273$):

$$v = k\,(e' - e)\,\sqrt{W}\,(T : T_0).$$

Diese auf die einfache Daltonsche Annahme, daß v der Differenz e' — e proportional sei, gegründete Formel entspricht nach Trabert wohl am besten der Theorie wie den Beobachtungen. Da nun e' — e nach der Psychrometerformel der Psychrometerdifferenz proportional ist, so ist die Verdampfungsgeschwindigkeit auch letzterer selbst proportional. Der Unterschied zwischen der Temperatur des trockenen und des nassen Thermometers ist deshalb auch ein genähertes Maß für die Verdampfungsgeschwindigkeit, und daraus erhellt die Wichtigkeit der Angabe der Temperatur des nassen Thermometers oder der Psychrometerdifferenz.

Eine Trockenheit von 40 %, wie sie im Winter in geheizten Zimmern öfter vorkommt, ist da leicht zu ertragen, während man im Freien eine gleiche Trockenheit unangenehm empfindet. Ist W = 4 m pro Sekunde, so kommen 64 % relative Feuchtigkeit im Freien gleich 40 % in ruhiger Zimmerluft gleich. Wenn der Wind eine Geschwindigkeit von 13,7 m hat, dann kommen 80 % im Freien gleich 40 % im Zimmer.

(Ueber die Geschwindigkeit der Verdampfung vom speziellen Gesichtspunkt der physiologischen Beziehungen. Oversigt k. Danske Vid. Kab. Selsk. Forh. 1896 u. Trabert in Z. 96, S. 261.)

Zu S. 71. Tau. Die Taubildung schützt die Vegetation in vielen Fällen gegen das Erfrieren durch nächtliche Wärmeausstrahlung. Die Temperatur der Blätter kann nicht unter den Taupunkt der Luft sinken, weil dann die Taubildung einsetzt und die weitere Erkaltung durch die dabei frei werdende latente Dampfwärme hemmt. Die Temperatur sinkt um so tiefer, je trockener die Luft ist, nicht deshalb, weil trockenere Luft besser diatherman ist, sondern weil ihr Taupunkt tiefer liegt.

Prof. Willis L. Moore, Chef des U. S. Weather bureau, teilt interessante Erfahrungen mit, die sich darauf beziehen. Die Gärtner und Pflanzer von Tabak und Moosbeeren (Cranberry, Vaccinium macrocarpon) ziehen großen Vorteil aus den Frostwarnungen des Wetterbureaus. Es hat sich aber bei diesen herausgestellt, daß es nicht allein auf die Temperaturerniedrigung ankommt, sondern auch auf die Feuchtigkeit des Bodens. Rückt ein Barometermaximum mit klarem kalten Wetter von Westen heran, so kommt es bei der Frostprognose hauptsächlich noch darauf an, ob vorher Regen gefallen ist, oder nicht. Ist der Boden trocken, so giebt es Frost, wenn aber ein leichter Regen von 10—12 mm über einer weiten Fläche vorher gefallen ist, dann nicht. Moore giebt an, daß in den Cranberry-Pflanzungen, d. i. im Freien, in der Nähe des Bodens die Minimum-Temperatur oft 8° unter die aus den Städten telegraphierten Temperaturen fällt. Man kann die Frostgefahr mildern, indem man bei Frostwarnungen und trockenem Wetter die Beete reichlich bewässert. (Sience Ser. II, Vol. II, S. 576.) Offenbar ist es vornehmlich die bei feuchtem Boden leicht eintretende, wenn auch schwache Nebelbildung, welche die nächtliche Ausstrahlung und stärkere Temperaturerniedrigung hemmt.

S. 130—133. Einfluß der Meerestemperatur auf die Luftwärme. O. Pettersson hat neuerlich dafür sehr wichtige Belege beigebracht. Er findet unter anderen, daß von jedem Quadratmeter der Oberfläche der Nordsee an die Luft darüber an Wärme abgegeben wird: Von August bis November 150 Tausend (große) Kalorien, von November bis Februar 540 Tausend Kalorien; für die Ostsee betragen die entsprechenden Wärmemengen 130 und 355 Tausend Kalorien. Wir werden im 2. Teile Gelegenheit haben auf die wichtigen Erörterungen über den Einfluß der Nordsee und Ostsee sowie jenen des Golfstroms auf das Klima von NW-Europa zurückzukommen. (O. Petterson, Beziehungen zwischen hydrographischen u. meteorologischen Phänomenen. Z. 96, S. 285—321.)

Zu S. 176 Ende. Die mittlere Temperatur von Nain, Labrador, habe ich inzwischen aus 13—14jährigen Beobachtungen neu berechnen und auf wahre Mittel reduzieren können, sie ist: Jahr —4,8, Januar —21,8, August 9,1°. Die Breite ist desgleichen zu berichtigen auf 56° 33′ N.

Zu S. 252. Frost in den Thälern. Lehrreiche Beispiele

dafür giebt F. Stow im Quart. Journal R. Met. Soc. XXI, S. 214. Im Innern von England gab es Ende Mai 1894 Frost. Die Eschen zeigten sich darnach in der Thalsohle selbst ganz entblättert (erfroren), die etwas höher an Abhängen stehenden hatten die Gipfel noch grün, noch höher stehende waren von oben bis zur Mitte grün, unterhalb erfroren, die auf den das Thal umschließenden Höhen stehenden blieben dagegen ganz unbeschädigt.

Col. Ward hat in dem strengen Winter 1879/80 zu Rossinière (SW-Schweiz) in einer Thalvertiefung am Minimum-Thermometer —37° C. abgelesen, während gleichzeitig bei seiner Wohnung, nur 30 m höher, das Minimum bloß —12° C. war.

Zu S. 321. Berg- und Thalwind. Zu Freiburg i. Br. macht sich der vom Abend bis zum Morgen aus dem Höllenthal (das nach SE hin verläuft) kräftig herauswehende kalte Bergwind oft recht unangenehm bemerkbar. Der Thalwind (Tagwind) aus NW wird nicht beachtet. (Schultheiß, Klima von Freiburg. Das Wetter 1896.) Er erscheint aber deutlich in folgender Zusammenstellung der mittleren Häufigkeit der Winde:

Häufigkeit der Winde (%) zu Freiburg i. Br.

Tageszeit	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Still
7^h a. m.	11	4	5	**22**	10	21	5	11	11
2^h p. m.	14	3	2	4	7	24	13	**29**	4
9^h p. m.	5	4	9	**31**	9	21	4	9	8

Diese kleine Tabelle belegt auch sehr gut den auf S. 74 hervorgehobenen Nutzen der Zusammenstellung der Windhäufigkeit nach Tageszeiten. — Als Abendwind (9^h) tritt der Höllenthalwind am häufigsten auf im Frühling und Sommer, der Tagwind (NW) ist im Frühling und Herbst am häufigsten:

Häufigkeit des:

	SE-Windes			NW-Windes		
	Morgen	Nachm.	Abend	Morgen	Nachm.	Abend
Winter	24	4	23	8	25	10
Frühling	19	4	31	11	31	10
Sommer	18	4	41	12	23	6
Herbst	25	3	28	11	29	9

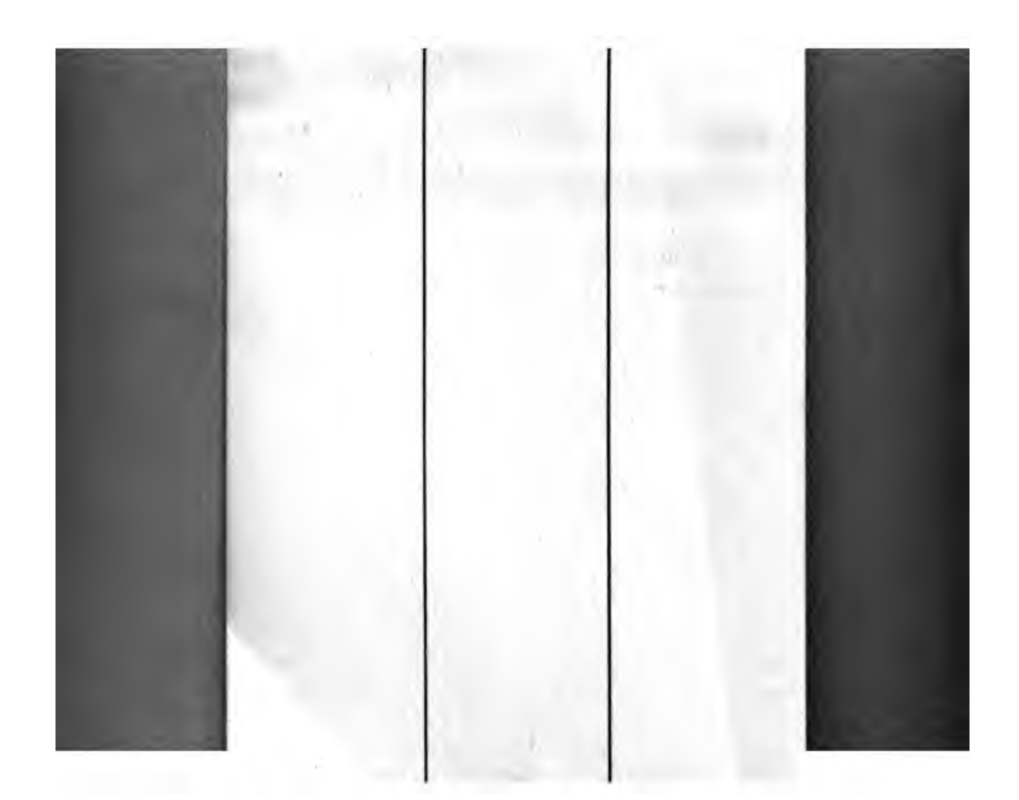
Auf die Wichtigkeit der Bergwinde für die Pflanzenverbreitung hat J. Rein aufmerksam gemacht. Bei den Vulkanen verbreiten sich die Pflanzen von den Thalsohlen nach dem Gipfel zu hinauf und der Thalwind ist es, der die Samen in dieser Richtung fortträgt. Z. 79, S. 99.

Die Jordandepression, el Ghôr, hat im Winter nur Nordwinde, im Sommer nur Südwinde (Thalwind). Die auf der syrischen Platte vorherrschenden E- und W-Winde machen sich im Jordanthal nicht fühlbar.

Zu S. 328. Verminderung der Durchsichtigkeit der Luft am Nachmittag. Neben der schon oben angegebenen Ursache spielt auch noch ein anderer Umstand dabei eine wichtige Rolle. Die am Nachmittag durch die Erwärmung des Bodens hervorgerufenen auf- und absteigenden Luftbewegungen, infolge deren die die Erdoberfläche umhüllende Luftmasse von unzähligen vertikalen wärmeren und kälteren Luftfäden durchzogen wird, machen dieselbe in jeder Schichte zu einem anisotropen, trüben, Medium. Am frühen Morgen ist dies noch nicht der Fall, alle Schichten sind, wenigstens in horizontaler Richtung, und darauf kommt es an, noch isotrop.

Zu S. 366. Schlüsse auf einen Wechsel trockener und nasser Perioden aus den Reliefformen des Landes. Den Einfluß des Klimas, namentlich der Verschiedenheit trockener und nasser Klimate auf die Oberflächenformen des Landes hat kürzlich Wm. M. Davis in interessanter und lehrreicher Weise erörtert. A speculation in topographical climatology. American Met.-Journ. Vol. XII, S. 372. Es mag im Anschlusse daran auch erinnert werden auf den Einfluß vorherrschender Winde und der Richtung der Regenwinde auf Beeinflußung der Richtung der Flußläufe und der Wasserscheiden. Köppen, Z. 90, S. 34, 180 u. Rucktäschel in Pet. Geogr. Mitt. 89, S. 224.

(Der I. Teil abgeschlossen Juli 1896.)





1793 Hann, Julius.
H243 Handbuch der Klimato-
Bd. I logie. 30062
1897
NAME
DATE DUE
30062

